

DOTTORATO DI RICERCA

SCIENZE DELLA TERRA

Ciclo XX

Settore/i scientifico disciplinari di afferenza: Geologia Stratigrafia e Sedimentologia

TITOLO TESI

**ARCHITETTURA STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI MEDIO-
E TARDOQUATERNARI DEL BACINO PADANO,
FINALIZZATA ALLA CARATTERIZZAZIONE GEOMETRICA
DEGLI ACQUIFERI**

Presentata da: Dott.sa MARTA PAVESI

Coordinatore Dottorato

Relatore

Prof. William Cavazza

Prof. Alessandro Amorosi

Esame finale anno 2008

SOMMARIO

RIASSUNTO	Pag. 1
INTRODUZIONE	3
CAPITOLO 1. IL BACINO PADANO: INQUADRAMENTO GEOLOGICO	5
1.1. Inquadramento strutturale	7
1.2. Inquadramento stratigrafico	18
1.2.1. <i>Cicli deposizionali pre-aternari</i>	22
1.2.2. <i>Cicli deposizionali aternari</i>	24
1.2.3. <i>Il Quaternario continentale nell'area padana</i>	26
1.2.4. <i>Ciclicità deposizionale nei depositi quaternari di altre pianure italiane</i>	34
CAPITOLO 2. DATI E METODI	37
2.1. Fonti stratigrafiche	39
2.2. Piattaforma operativa	41
2.3. Creazione della banca dati	41
2.4. Costruzione di sezioni stratigrafiche	46
2.5. Analisi radiometriche e polliniche	51
2.6. Gamma Ray Log	53
CAPITOLO 3. <i>FACIES</i> DEPOSIZIONALI DEL BACINO PADANO	55
3.1. Depositi di conoide alluvionale: studi pregressi	58
3.2. Depositi di piana costiera: studi pregressi	59
3.3. <i>Facies</i> del Bacino Padano centrale: il sondaggio MN1	60
3.2.1. <i>Stratigrafia del sondaggio MN1</i>	60
3.2.2. <i>Datazioni radiometriche</i>	67
3.2.3. <i>Analisi polliniche e interpretazione paleoclimatica</i>	68
3.4. La bassa pianura alluvionale: i sondaggi del Foglio 182 "Guastalla"	70
3.3.1. <i>Caratterizzazione di facies</i>	71
3.3.2. <i>Datazioni radiometriche</i>	77
CAPITOLO 4. STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI DEL BACINO PADANO	79
4.1. Il Sintema Padano Superiore	85
4.2. Dai conoidi appenninici alla <i>channel belt</i> padana (Sezione A)	86
4.3. La zona appenninica di interconoide (Sezione B)	91

4.4. La <i>channel belt</i> padana (Sezione C)	94
4.5. Dalla cerchia morenica alpina al Fiume Po (Sezione D)	98
4.6. Dalla <i>channel belt</i> all'antico delta padano (Sezione E)	102
4.7. La pianura ferrarese (Sezione F)	106
CAPITOLO 5. STRATIGRAFIA DEL BACINO PADANO MEDIANTE SISMICA PASSIVA	109
5.1. Base concettuale	111
5.2. Strumentazione e raccolta dei dati	115
5.3. Restituzione grafica ed elaborazione dei dati	117
5.4. Calibrazione dei dati	126
5.5. Stratigrafia mediante sismica passiva: considerazioni sul metodo	130
CAPITOLO 6. LA CICLICITA' DEPOSIZIONALE DEL SINTEMA PADANO SUPERIORE	133
6.1. Età e significato paleoclimatico dei cicli deposizionali	136
6.2. Geometria dei cicli deposizionali del Sintema Padano Superiore	139
6.3. Interpretazione stratigrafico-sequenziale	144
CAPITOLO 7. STRATIGRAFIA AD ALTA RISOLUZIONE E MAPPATURA DEGLI ACQUIFERI: L'ESEMPIO DELL'UNITÀ I	147
7.1. Dati e metodi utilizzati per la mappatura dell'acquifero	151
7.2. Stratigrafia dell'area	153
7.3. Mappe dell'acquifero I: osservazioni	163
7.4. Caratterizzazione idrogeologica dell'acquifero	168
7.4.1. <i>Attribuzione dei parametri idrogeologici teorici</i>	170
7.4.2. <i>Distribuzione delle litofacies: metodi</i>	171
7.4.3. <i>Applicazione della "relazione di transfert": metodi</i>	173
7.4.4. <i>Definizione dei parametri idrogeologici dell'acquifero</i>	174
CONCLUSIONI	177
BIBLIOGRAFIA	I

RIASSUNTO

La realizzazione di sei sezioni stratigrafiche con profondità media d'indagine pari a circa 200-250 m dal piano campagna, orientate parallelamente e trasversalmente all'asse del Fiume Po, nei territori compresi tra le province di Cremona, Ferrara, Mantova, Parma e Reggio Emilia, ha permesso di coordinare in uno scenario stratigrafico unificato le conoscenze sui depositi medio- e tardoquaternari di sottosuolo del Bacino Padano. La ricostruzione stratigrafica di dettaglio ottenuta utilizzando stratigrafie di pozzi per acqua e decine di carotaggi spinti a diverse profondità e corredati con analisi sedimentologiche, radiometriche e palinologiche ha, infatti, evidenziato la presenza di una caratteristica ciclicità deposizionale di 4° ordine, con unità spesse approssimativamente 50-100 m che abbracciano intervalli temporali di circa 100 ka a controllo gliacioeustatico delimitate a base e a tetto da superfici di trasgressione, sovrapposta ad una ciclicità di 3° ordine a controllo principalmente tettonico. Nel sottosuolo dell'area di studio sono state riconosciute cinque sequenze informalmente denominate, a partire dall'alto, A0, A1, A2, A3 e A4, corrispondenti ai subsistemi dell'attuale cartografia geologica.

L'utilizzo sperimentale della tecnica di sismica passiva HVSR in contesto alluvionale ha fornito un importante contributo nelle aree a scarsa densità di dati, consentendo una ricostruzione geometrica continua dei corpi sepolti su tutta l'area di studio.

La definizione della geometria dei corpi sepolti in Pianura Padana costituisce uno strumento di rilevante importanza nella ricerca e nella protezione della risorsa idrica: in particolare, l'applicazione dei principi di stratigrafia sequenziale risulta fondamentale nell'interpretazione della distribuzione spaziale dei corpi acquiferi e dei parametri idrogeologici fondamentali.

L'elaborazione di un sistema statistico di trattamento dei dati geometrici e litologici dei depositi sabbiosi in un'area pilota a ridosso del Fiume Po, originariamente priva di informazioni idrogeologiche specifiche, ha consentito di stimare i valori di conducibilità idraulica e di trasmissività dell'acquifero semiconfinato più superficiale.

INTRODUZIONE

Nel recente passato l'attenzione della comunità scientifica internazionale si è rivolta con sempre maggiore frequenza alle aree di pianura mirando alla pianificazione territoriale in difesa delle risorse. A questo proposito, diversi Enti ed Università hanno organizzato *meeting* specialistici, con intere sessioni dedicate all'argomento, tra cui si ricordano: il Convegno "Le pianure – Conoscenza e Salvaguardia" (Ferrara, 1999); il Convegno Internazionale di presentazione del cofanetto "Geologia degli Acquiferi Padani della Regione Lombardia" (Milano, 2002); il 32° Congresso Internazionale di Geologia (Firenze, 2004), il Workshop Nazionale "*Developements in Aquifer Sedimentology and Groundwater Flow Studies*" (Parma, 2005), il Sesto Forum Italiano di Scienze della Terra (Rimini, 2007); il Convegno di presentazione della pubblicazione "Risorse idriche sotterranee della provincia di Ferrara" (Ferrara, 2007) e il Convegno "Idrogeologia in Emilia-Romagna risorsa, applicazioni e tutela" (Castell'Arquato, 2008).

Nonostante il crescente interesse per la stratigrafia di sottosuolo della Pianura Padana, ad oggi manca uno studio organico alla scala dell'intero Bacino Padano e in letteratura sono presenti per lo più studi di sintesi condotti a scala regionale o in settori specifici della pianura (Ori, 1993; Amorosi & Farina 1995; Ghielmi *et al.*, 1998; Regione Emilia-Romagna & ENI Divisione AGIP, 1998; Carcano & Piccin, 1999; Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002; Mozzi *et al.*, 2003; Massari *et al.*, 2004; Amorosi, 2008).

In questo contesto e nell'ambito di una già avviata collaborazione tra Regione Emilia-Romagna, Regione Lombardia e Università di Bologna, considerata la mancanza di un preciso quadro stratigrafico unitario alla scala bacinale e l'assenza di una stratigrafia di dettaglio per i depositi quaternari della Pianura Padana centrale, questo lavoro si pone in primo luogo l'obiettivo di ricostruire l'architettura deposizionale dei depositi medio- e tardoquaternari nell'area compresa tra le Province di Cremona, Mantova, Ferrara, Modena e Reggio nell'Emilia, mediante correlazione di stratigrafie di pozzi per acqua, sondaggi geognostici e dati raccolti tramite sismica passiva.

Gli scopi di questa ricerca, sinteticamente, riguardano:

- la suddivisione della porzione medio- e tardoquaternaria del Bacino Padano secondo i criteri della stratigrafia sequenziale e la correlazione dei cicli deposizionali attraverso la realizzazione di sezioni stratigrafiche orientate parallelamente e trasversalmente alla rete idrografica;
- la definizione di unità stratigrafico-deposizionali come riferimento cartografico a carattere sovraregionale;

- la correlazione di sistemi deposizionali continentali e costieri, finalizzata alla caratterizzazione geometrica di corpi sedimentari che rappresentano potenziali acquiferi;
- la ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale e paleoclimatica quaternaria nell'area padana attraverso analisi di *facies* su carote;
- la caratterizzazione dei fattori di controllo delle dinamiche deposizionali nei diversi settori del Bacino Padano;
- la verifica delle potenzialità della tecnica di sismica passiva come strumento di supporto dell'indagine stratigrafica;
- un esempio di caratterizzazione geometrica di dettaglio finalizzata all'approfondimento idrogeologico dei potenziali corpi sede di acquiferi nei primi metri della successione stratigrafica indagata, attraverso la creazione di mappe delle isobate e delle isopache e l'attribuzione dei parametri idrogeologici fondamentali;
- infine, un esempio di modellazione 3D dei dati stratigrafici di sottosuolo.

Nel complesso, l'obiettivo ultimo è la costruzione di uno schema stratigrafico unitario alla scala del Bacino Padano, mediante la correlazione di unità di sottosuolo localizzate in diversi contesti geologici al limite della pianura alluvionale: il margine appenninico a sud, la cerchia morenica a nord e la piana costiera ad est.

La ricostruzione stratigrafica ad alta risoluzione condotta come studio pilota in una ristretta area di bacino a cavallo del Fiume Po, inoltre, ha come obiettivo l'individuazione e la definizione geometrica di potenziali corpi acquiferi, la valutazione del loro grado di interconnessione e della distribuzione spaziale delle principali barriere di permeabilità.

I dati utilizzati in questo lavoro, per i relativi territori di competenza ricadenti nell'area di studio, sono stati gentilmente concessi dal Dott. Andrea Piccin della Direzione Generale Territorio e Urbanistica - Struttura Sistema Informativo Territoriale di Regione Lombardia; dal Dott. Raffaele Pignone, Responsabile del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli di Regione Emilia-Romagna e dalle Amministrazioni provinciali e comunali di Cremona, Ferrara e Mantova.

Dal punto di vista metodologico, gli strumenti utilizzati per la realizzazione delle sezioni stratigrafiche sono costituiti da piattaforme informatiche operative in ambiente associato Acces-ArcView GIS 3.3. fornite da Regione Lombardia e Regione Emilia-Romagna, mentre la produzione di carte tematiche è stata gestita attraverso il *software* di modellazione geostatistica SURFER

CAPITOLO 1

IL BACINO PADANO: INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1. Inquadramento strutturale del Bacino Padano

La Pianura Padana (Fig. 1) è la più grande area pianeggiante dell'intero territorio italiano e, con i suoi 46.000 km², ne occupa circa il 15%.

Da un punto di vista geomorfologico (Castiglioni *et al.*, 1997a, b; Castiglioni & Pellegrini, 2001) è principalmente caratterizzata dal sistema meandriforme del fiume Po, dal suo vasto delta e dai suoi tributari che scorrono in sinistra e destra idrografica, alimentati rispettivamente da Alpi e Appennini.

Le quote topografiche della Pianura decrescono progressivamente dalle due catene verso il Mar Adriatico, da un massimo di 650 m s.l.m. nel settore sud-occidentale ad un minimo di -5 m s.l.m. nelle aree del delta padano.



Fig. 1. Immagine da satellite della Pianura Padana.

Il Fiume Po suddivide la Pianura Padana in due zone, con sedimenti superficiali di diversa provenienza e dalle differenti caratteristiche litologiche: il settore settentrionale, correlato al complesso alpino, presenta depositi più grossolani e ricchi in sabbie rispetto a quello meridionale, più argilloso, legato al complesso appenninico (Astori *et al.*, 2002).

Gli aspetti strutturali più importanti del Bacino Padano sono però sepolti sotto la coltre sedimentaria e le prime conoscenze sul sottosuolo derivano dagli studi geofisici sviluppatasi a partire soprattutto dalla fine degli anni settanta e finalizzati alla ricerca di acqua ed idrocarburi (AGIP Mineraria, 1959; AGIP, 1977; Aquater, 1976, 1977, 1978, 1980; Aquater-ENEL, 1981).

Questi studi, basati principalmente sull'interpretazione di sezioni sismiche, sono stati integrati fino ad oggi da diversi approfondimenti con differenti finalità, che hanno messo in luce le caratteristiche strutturali del Bacino Padano e del suo riempimento sedimentario (Pieri & Groppi, 1975, 1981; Bartolini *et al.*, 1982; Cremonini & Ricci Lucchi, 1982; Pieri, 1983; ENEL-GEOEXPERT, 1984; Castellarin *et al.*, 1985, 1992; Boccaletti *et al.*, 1987, 1990; Bigi *et al.*, 1990; Castaldini & Panizza, 1991; Gelati *et al.*, 1989; Doglioni, 1993; Anelli *et al.*, 1996; Farabegoli *et al.*, 1997; Regione Emilia-Romagna & ENI – AGIP, 1998; Amorosi *et al.*, 1999; Mariotti & Doglioni, 2000; Castiglioni & Pellegrini, 2001; Vai & Martini, 2001; Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002; Bello & Fantoni, 2002; Amorosi & Colalongo, 2005; Molinari *et al.*, 2007; Amorosi, 2008).

Dalla sintesi di questi lavori è possibile definire la Pianura Padana come un bacino di *foreland* in evoluzione, formatosi per progressiva migrazione della placca africana verso quella europea con conseguente subduzione dell'interposta «microplacca» padano-adriatica a partire dal Cretaceo (Argand, 1924; Channell *et al.*, 1979; Pieri & Groppi, 1981; Dercourt *et al.*, 1986).

L'attuale configurazione tettonica italiana (Fig. 2) è stata raggiunta attraverso tre stadi deformativi principali (Abbate *et al.*, 1986; Boccaletti *et al.*, 1990; Dalla *et al.*, 1992):

1. stadio transtensivo, con apertura dell'oceano Ligure-Piemontese, durante il Liassico-Cretaceo inferiore;
2. stadio collisionale (con subduzione di tipo B *sensu* Bally & Snelson, 1980), caratterizzato da una compressione nel Cretaceo inferiore e una convergenza più spinta orientata N-S tra Africa ed Europa durante il Cretaceo superiore-Eocene inferiore;
3. stadio post-collisionale (Eocene superiore-Attuale) in regime ensialico.

Questi corrispondono alla suddivisione cronologica della storia evolutiva tetideica proposta da Trümpy (1973) in fase precollisionale o eoalpina, fase collisionale o mesoalpina e fase post-collisionale o neoalpina.

L'evoluzione strutturale della Pianura Padana è connessa dunque alla dinamica degli eventi tetto-genetici che si sono susseguiti, nel contesto evolutivo del margine meridionale tetideo (Ziegler, 1988; Ratschbacher *et al.*, 1991; Dercourt *et al.*, 1993, 2000, Yilmaz *et al.*, 1996; Stampfli *et al.*, 2001a, b, 2002; Vai, 2003; Cavazza & Wezel, 2003) con distribuzione ed evoluzione spazio-temporale diverse (Cassano *et al.*, 1986).

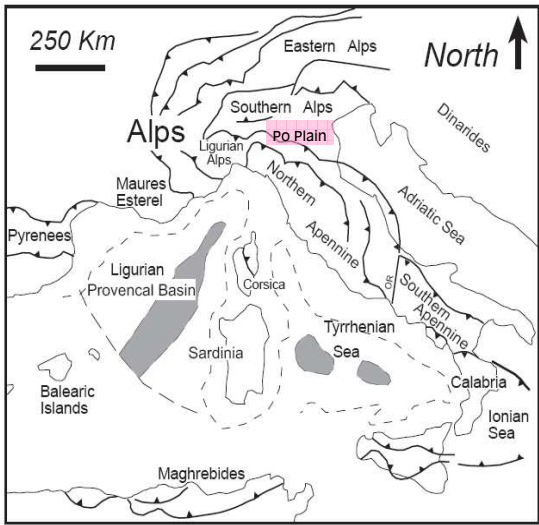


Fig. 2. Assetto strutturale della penisola italiana e contesto in cui si sviluppa il Bacino Padano (da Cerrina Feroni *et al.*, 2004).

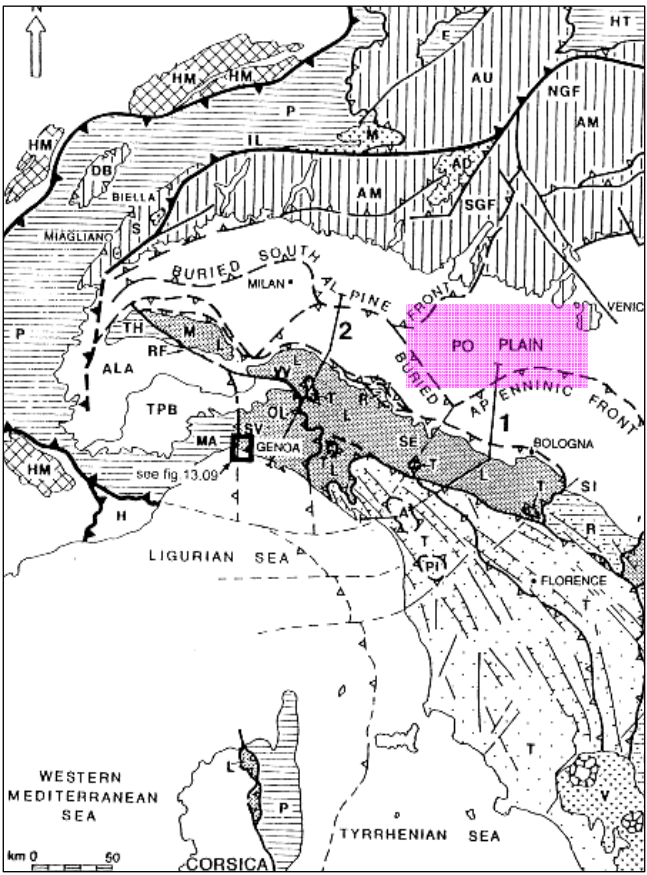


Fig. 3. Inquadramento strutturale del Bacino Padano. *Alpi*: AD: Plutone Adamello; M: plutone Val Masino-Bresaglia; AM: Alpi Meridionali; AU: Austroalpino; DB: Dente Blanche; S: zona di Sesia; P: unità Pennidiche con HP/LT metamorfismo; H: Flysch Elminitoide delle Alpi Marittime (MA); HM: Massiccio Elvetico; E: finestra engadina; HT: finestra di Tauern; IL: Lineamento Insubrico; SGF e NGF Faglia delle Giudicarie settentrionali e meridionali. *Appennini e Monferrato*: L: nappe Liguridi e successioni Epiliguri; M: Monferrato; T: unità toscane non metamorfiche; Api: unità esterne toscane metamorfiche; R: unità Umbria-Romagna; SV: linea Sestri-Voltaggio; VV: linea Villavernia-Varzi; RF: linea rio Freddo; OL: linea Ottone-levanto; SE: linea Val Secchia; SI: linea Sillaro; TH: alto torinese; TPB: bacino Terziario Piemontese; ALA: bacino Alessandria-Asti; V: vulcaniti quaternarie; Unità Elvetiche: linee incrociate; Unità Pennidiche: linee orizzontali; Unità Austro e Sudalpino: linee verticali; Liguridi: motivo ombreggiato; Unità Toscane: motivo puntinato; Unità Umbro-marchigiane: punti con righe orizzontali; vulcaniti: virgolette (da Castellarin, 2001).

In un quadro geodinamico il Bacino Padano è luogo di un notevole raccorciamento crostale legato ad un doppio fenomeno di subduzione e/o ispessimento crostali (Amadesi, 1985) che ha portato all'attuale assetto strutturale della Pianura in cui si contrappongono la regolare e relativamente tranquilla monoclinale alpino-veneta-adriatica con il fronte dei sovrascorrimenti sepolti sud-vergenti del Sudalpino (o Alpi Meridionali) e nord-vergenti dell'Appennino Settentrionale (Fig. 3).

Il limite settentrionale della Pianura Padana è costituito dalle Alpi Meridionali o Sudalpino separato a sua volta dalle Alpi s.s. dal cosiddetto Lineamento Insubrico che consiste in una geosutura molto evidente rappresentata da un fascio di linee ad andamento variabile, ma a comportamento e significato relativamente unitario ed omologo (Bernoulli et al., 1979; Castellarin & Vai, 1982; 1986; Laubscher, 1985; Vai & Cocozza, 1986; Boccaletti et al., 1987; Doglioni & Bosellini, 1988; Gelati & Gnaccolini, 1982, 1988; Bertotti et al., 1993; Vai, 1994; Mutti et al., 1995; Castellarin & Cantelli, 2000; Vai & Martini, 2001; Muttoni et al., 2003; Castellarin, 2004; Sileo et al., 2005).

Le Alpi Meridionali, che si estendono per oltre 700 km dal Canavese al Bacino Pannonico, derivano dalla deformazione del paleomargine apulo-adriatico (Kearey & Vine, 1990) e mostrano una forte analogia con i terreni della coltre austroalpina, con i quali si trovavano in continuità stratigrafica e paleogeografia. Si tratta di una catena post-collisionale ad accavallamenti sud-vergenti di pile di sedimenti permo-mesozoici e terziari variamente piegati in più fasi dall'Eocene al Plio-Quaternario e non metamorfosati, che ricoprono il basamento cristallino ercinico (Castellarin, 2001). Secondo Castellarin & Vai (1981) il Sudalpino è inoltre suddivisibile in tre settori (Fig. 4) ad andamento meridiano (occidentale, centrale, orientale) caratterizzati da una marcata eterogeneità nelle dimensioni, nella struttura e nel metamorfismo del basamento ercinico.

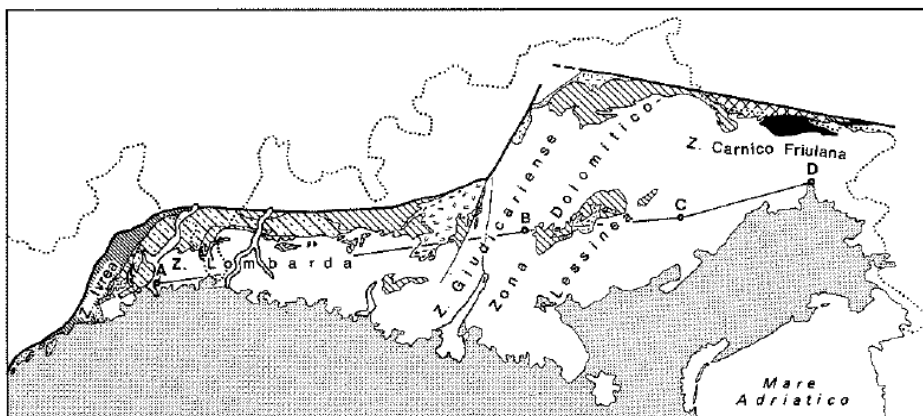


Fig. 4. La zonazione del Sudalpino (da Castellarin & Vai, 1982).

Da un punto di vista sismico, nel settore Sudalpino i tassi di deformazione diminuiscono dal Friuli verso la Lombardia e, basandosi sui cataloghi di sismicità storica e strumentale, i terremoti “caratteristici” di queste zone (ad esempio, gli eventi del 1776 e del 1976 in Friuli, e quelli del 1117 e del 1222 nell'area del Garda), presentano Intensità/Magnitudo significativamente maggiori di quelli appenninici (M6-6,5) e la loro frequenza diminuisce sistematicamente da est (Friuli) verso ovest (Garda) (Sileo *et al.*, 2004; Michetti *et al.*, 2005).

La monoclinale pedealpina, a occidente dell'asse Berici-Euganei, scende dal margine alpino fino a raggiungere e superare i 7500 m di profondità poco a nord di Reggio Emilia e Parma (Rizzini & Dondi, 1979; Castellarin & Vai, 1986; Pieri & Mattavelli, 1986; Rigo, 1991; Pieri, 1992; Pieri & Flores, 1996; M.U.R.S.T., 1997; Castiglioni *et al.*, 1999; Castiglioni & Pellegrini, 2001; Vai & Martini, 2001; Scardia *et al.*, 2006). L'unità strutturale della base dei sedimenti pliocenici appare immergere regolarmente verso sud (Burrato *et al.*, 2003) e la sua struttura sud-vergente è interrotta dall'asse Cornelian-Bordolano, diretto E-W, dove le strutture sud-vergenti di Ripalta e Bordolano fronteggiano, quasi a collidere, quelle esterne nord-vergenti di Cornelian, Caviaga e Soresina che, a loro volta, tendono a sovrapporsi alle prime per un evento tettonico di età pliocenica, ovvero più giovane dell'evento medio-miocenico che ha interessato le precedenti (Pieri & Groppi, 1975, 1981; Cassano *et al.*, 1986). Altra anomalia è l'anticlinale di Piadena con vergenza e direzione appenninica, ma nettamente separata dal coevo e retrostante arco emiliano. Negli altri settori della monoclinale padealpina, nella Pianura Veneta e nella monoclinale adriatica la situazione strutturale si presenta meno complessa e soltanto nell'estremo settore settentrionale della Pianura Veneta si rilevano testimonianze di fenomeni compressivi dinarici (Dondi *et al.*, 1982).

Ad oriente dell'asse Berici-Euganei, la Pianura Veneto-Friulana (Amato *et al.*, 1977; Cati *et al.*, 1987, a; Casero *et al.*, 1990; Poli *et al.*, 2002; Barbieri *et al.*, 2003; Picotti *et al.*, 2003; Galadini *et al.*, 2005; Della Vedova *et al.*, 2006) presenta, quindi, un andamento strutturale semplice e regolare ed è limitata a NW dalla flessura marginale pedealpina e, ad est del Tagliamento, dal fronte sepolto delle strutture dinariche (Pieri & Groppi, 1981).

La Pianura Veneto-Friulana e parte dell'Adriatico settentrionale hanno rappresentato, dal tardo Cretaceo al Cenozoico, l'avampopae delle tre principali catene montuose prospicienti: le Dinaridi, le Alpi Meridionali e gli Appennini.

Il margine meridionale della Pianura (Fig. 5), infine, è costituito dal fronte appenninico sepolto (AGIP 1977; 1981; 1982; Bartolini *et al.*, 1982; Boccaletti *et al.*, 1985, 1987; Bally *et al.*, 1986; Castellarin & Vai, 1986; Malinverno & Ryan, 1986; Patacca & Scandone, 1986, 1989;

Castellarin *et al.*, 1992; Pieri, 1992; Vai & Castellarin, 1992; Anelli *et al.*, 1994; Mutti *et al.*, 1995; Doglioni *et al.*, 1996; Barchi *et al.*, 2001; Vai & Martini, 2001; Argnani *et al.*, 2003), che costituisce la propaggine più settentrionale della catena appenninica che sovrascorre verso nord sulla piattaforma padano-veneta (Boccaletti *et al.*, 2004).

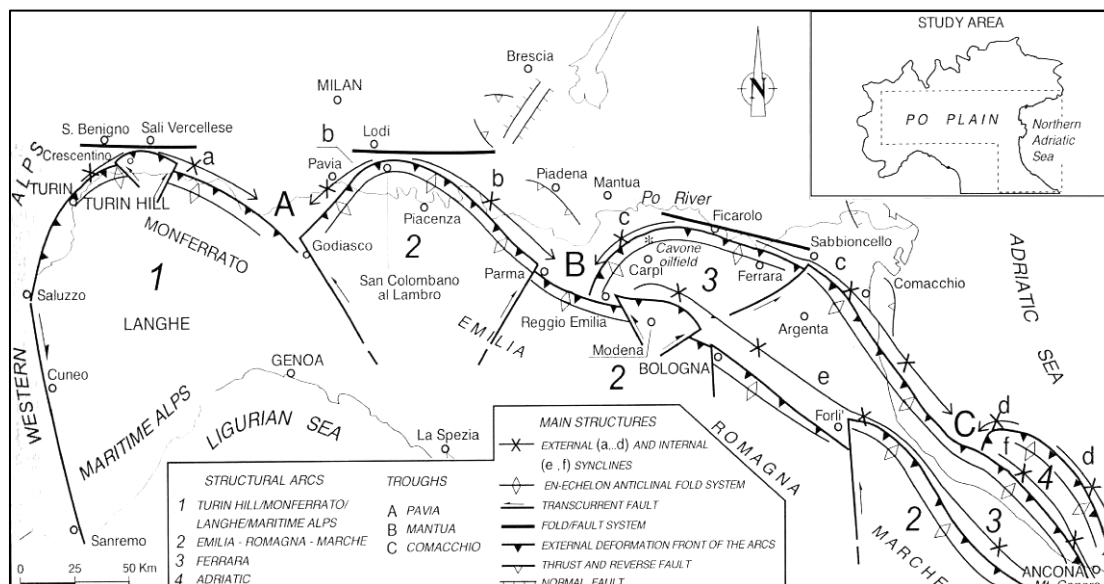


Fig. 5. La Monoclinale pedealpina e il sistema di archi sepolti appenninici (da Costa, 2003).

Questa struttura mostra un andamento NW-SE parallelo all'adiacente catena ed è costituita al suo interno da quattro archi strutturali, estesi per centinaia di chilometri che, a partire da W, prendono il nome di Arco del Monferrato, Arco delle Pieghe Emiliano-Romagnole, Arco delle Pieghe Ferraresi e Arco Adriatico. Questi archi sono simmetrici e tra loro simili: nella parte occidentale sono costituiti da sistemi di sovrascorrimenti ovest-vergenti, mentre più ad est sono caratterizzati da un insieme, *en-echelon*, di pieghe e faglie inverse NE-vergenti, ad alto angolo e profondamente radicate (Costa, 2003).

La strutturazione dell'Appennino è avvenuta principalmente in età neogenica (Fig. 6), ma mostra morfologie estremamente giovani con evidenze di sollevamenti recenti e una costante sismicità, che testimoniano come il processo di costruzione della catena sia ancora attivo (Boccaletti *et al.*, 2004).

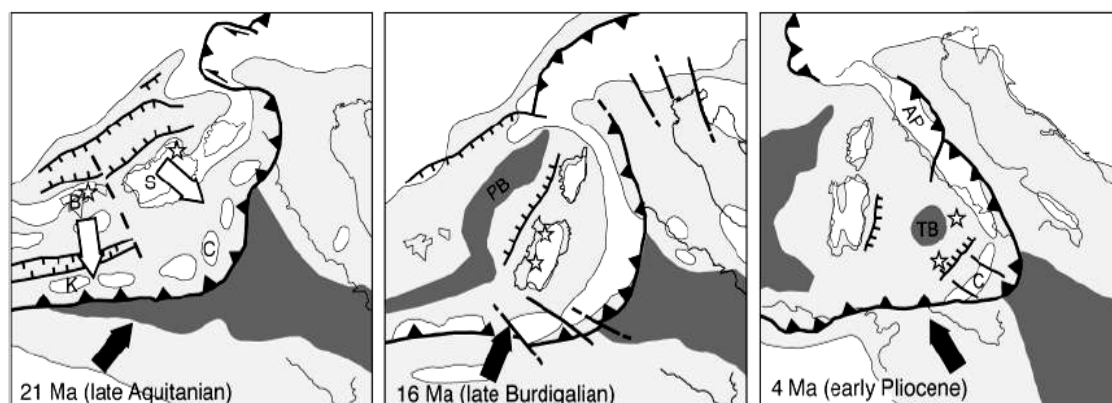


Fig. 6. Evoluzione paleotettonica schematica del Mediterraneo occidentale durante il Neogene. Tutti gli elementi tettonici attivi sono indicati. Bianco: terre emerse; grigio chiaro: mari epicontinentali; grigio scuro: crosta oceanica. Le frecce nere indicano la direzione di movimento della placca africana verso quella europea. Le frecce bianche indicano la direzione dei movimenti distensivi. Le stelle indicano il magmatismo connesso alla subduzione. AP: Appennini; B: Blocco delle Baleari; C: Calabro-Peloritani; K: Cabilia; PB: Bacino Provenzale; S: Sardegna; TB: Bacino Tirrenico (da Cavazza & Wezel, 2003).

Come ampiamente documentato dai dati geologici regionali e dalle misure geodetiche, inoltre, lungo l'avanfossa appenninica i tassi di deformazione quaternaria diminuiscono procedendo verso ovest, dall'arco di Ferrara verso quelli Emiliano e del Monferrato. Questa tendenza è in buon accordo con il relativo abbassamento dei tassi di sismicità lungo i tre archi mostrato dal catalogo storico e dai dati strumentali: i terremoti più forti, di entità tipicamente compresa fra M5 e M5,5, diminuiscono infatti di frequenza spostandosi da est (Emilia) verso ovest (Monferrato) (Sileo *et al.*, 2004).

Le strutture neogenico-quaternarie sono state precedute, accompagnate e seguite dalla messa in posto di una potente successione sedimentaria tendenzialmente "regressiva" che costituisce il riempimento del bacino di avanfossa la cui preservazione ha permesso una buona ricostruzione degli eventi tettonici (Pieri & Groppi, 1981; Costa, 2003).

In particolare, lungo il bordo appenninico padano i sedimenti pliocenici e quaternari appaiono piegati in corrispondenza di una flessura con sensibile immersione verso la pianura. I terreni marini e costieri del Pleistocene affiorano, infatti, in un'ampia fascia prossima alla pianura a quote comprese tra i 200 e i 300 metri, mentre nel margine della pianura gli stessi terreni si rinvengono a parecchie decine di metri al di sotto del piano campagna. Questa struttura costituisce il "Lineamento Frontale Appenninico", cerniera tra la catena in sollevamento e la catena sepolta o l'avanfossa, tuttora in pieno sviluppo (Boccaletti *et al.*, 1985; Castellarin *et al.*, 1985; Gasperi *et al.*, 1987; Gozza & Pizziolo, 2006).

Dagli studi condotti da Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) e Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002), basati sull'interpretazione di numerose sezioni sismiche che attraversano il Bacino e sulla ricostruzione di sezioni geologico-stratigrafiche, emerge come questi sedimenti siano interessati da un grado di deformazione tettonica decrescente verso l'alto (Fig. 7), con le unità più recenti costituite da corpi pressoché tabulari.

Questi studi confermano, inoltre, come il riempimento del bacino e il passaggio da sedimentazione marina a continentale siano il risultato di eventi tettonico-sedimentari parossistici, separati nel tempo da periodi di forte subsidenza bacinale, con tassi differenti nelle diverse aree di pianura, e attività ridotta delle strutture compressive. Le numerose superfici di discontinuità osservabili sulle linee sismiche sono, secondo gli stessi Autori, il risultato delle varie fasi di strutturazione del Bacino. Gli effetti dei movimenti verso nord-est delle falde appenniniche, infatti, sono rilevabili alla scala dell'intero bacino sedimentario. Le linee sismiche evidenziano chiaramente questa relazione di causa ed effetto. In particolare, si possono osservare i seguenti fenomeni:

1. sviluppo di estese superfici di erosione sul margine appenninico del bacino e sui fronti delle falde, ora sepolti (dorsale ferrarese);
2. importanti segmentazioni del bacino di avanfossa, con conseguente migrazione dei depocentri;
3. rapidi spostamenti delle zone di Transizione Scarpata sottomarina - piana Bacinale (ovvero il punto in cui i riflettori clinoformi della scarpata sottomarina si raccordano).

Tra le numerose superfici di discontinuità di età quaternaria riconosciute nel Bacino Padano-Adriatico sono stati selezionati quattro limiti di sequenza principali (Fig. 8) che rappresentano tappe significative nell'evoluzione del Bacino. Si tratta di superfici di *unconformity* datate in affioramento o in pozzo, che suddividono la successione padana in quattro sequenze deposizionali (definite informalmente Gruppo Acquifero A, B, C e D dall'alto) per la cui trattazione si rimanda al paragrafo 1.2.3. di questa tesi.

Le superfici di discontinuità individuate dai suddetti lavori hanno valenza bacinale e, partendo dal basso stratigrafico sono:

- Discontinuità datata 1,6 Ma BP (indicata in blu in Fig. 8), tarata stratigraficamente nei pozzi ENI-Divisione AGIP della bassa pianura mantovana e dell'Emilia, sulla base della comparsa di *Calcidiscus macintyre* e con genesi probabilmente collegata ad un evento tettonico di sollevamento regionale del settore meridionale del Bacino Padano, avvenuto tra 2,4 e 1,6 Ma, con conseguente e significativo spostamento della

- sedimentazione verso il centro del bacino (Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002).
- Discontinuità datata circa 1,24 Ma BP (indicata in verde in Fig. 8), inizialmente datata 0,8 Ma nei pozzi ENI-Divisione AGIP della bassa pianura mantovana e dell'Emilia, sulla base della presenza di *Gephyrocapsa sp. 3* (Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002) e successivamente posizionata a circa 1,24 Ma in seguito alla datazione della sovrastante discontinuità su base magnetostratigrafica nel sondaggio di Pianengo (CR) (Muttoni *et al.*, 2003). Anche questa superficie sembra presentare un controllo prevalentemente tettonico.
 - Discontinuità datata 0,87 Ma BP (indicata in rosso in Fig. 8, *Red Surface* di Muttoni *et al.*, 2003), tarata nel sondaggio geognostico di Pianengo (CR) su base sedimentologica, petrografica, biostratigrafia, magnetostratigrafica e pollinica e correlata con un importante evento climatico che segna l'instaurarsi di un periodo freddo e arido, caratterizzato da un marcato *lowstand* glacio-eustatico e dalla conseguente progradazione dei sistemi alluvionali, nonché una fase di riorganizzazione vegetazionale e del *pattern* di drenaggio alpino (Muttoni *et al.*, 2003; Pini *et al.*, 2004; Sciunnach *et al.*, 2004). Questo evento corrisponde al MIS 22, ovvero al termine della "Rivoluzione medio-pleistocenica" (MPR di Berger *et al.*, 1993) durante la quale le coltri di ghiaccio invasero l'Europa Centrale (Penck & Brückner, 1909; Kukla & Cilek, 1996), la catena Sudalpina e, in generale tutto l'Emisfero Settentrionale generando, durante il Matuyama inferiore, un abbassamento del livello marino di circa 120 m rispetto all'attuale. Secondo gli stessi Autori, sui profili sismici forniti da Eni E&P la *Red Surface* è rappresentata (Fig. 9) da una superficie di *unconformity* e dalle sue superfici correlative di continuità stratigrafica e non è mai associata a geometrie angolari di origine tettonica.
 - Discontinuità datata 0,45 Ma BP (indicata in giallo in Fig. 8), tarata stratigraficamente nei pozzi ENI-Divisione AGIP dell'alto Adriatico sulla base della comparsa di *Pseudoemiliana lacunosa*; tipicamente erosiva ai margini del Bacino, dove solitamente separa depositi di piana alluvionale e conoide distale da depositi di conoide prossimale sovrastanti, generata probabilmente da un evento minore di sollevamento delle strutture compressive appenniniche (Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002).

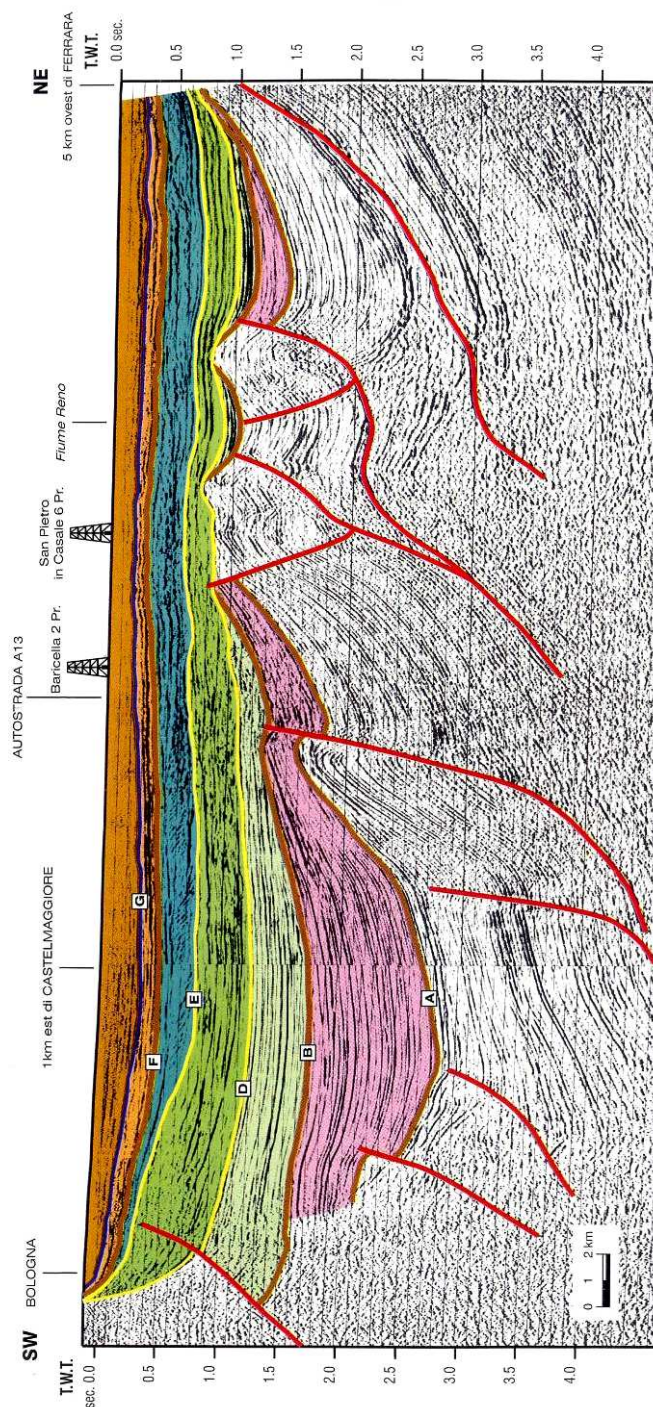


Fig. 7. Sezione sismica interpretata che illustra la stratigrafia del sottosuolo padano (da Regione Emilia-Romagna & ENI- AGIP, 1998). Legenda cronostratigrafica in Fig. 12. Si noti che il Sintema Qm2 è stato accorpato al Sintema Qm1.

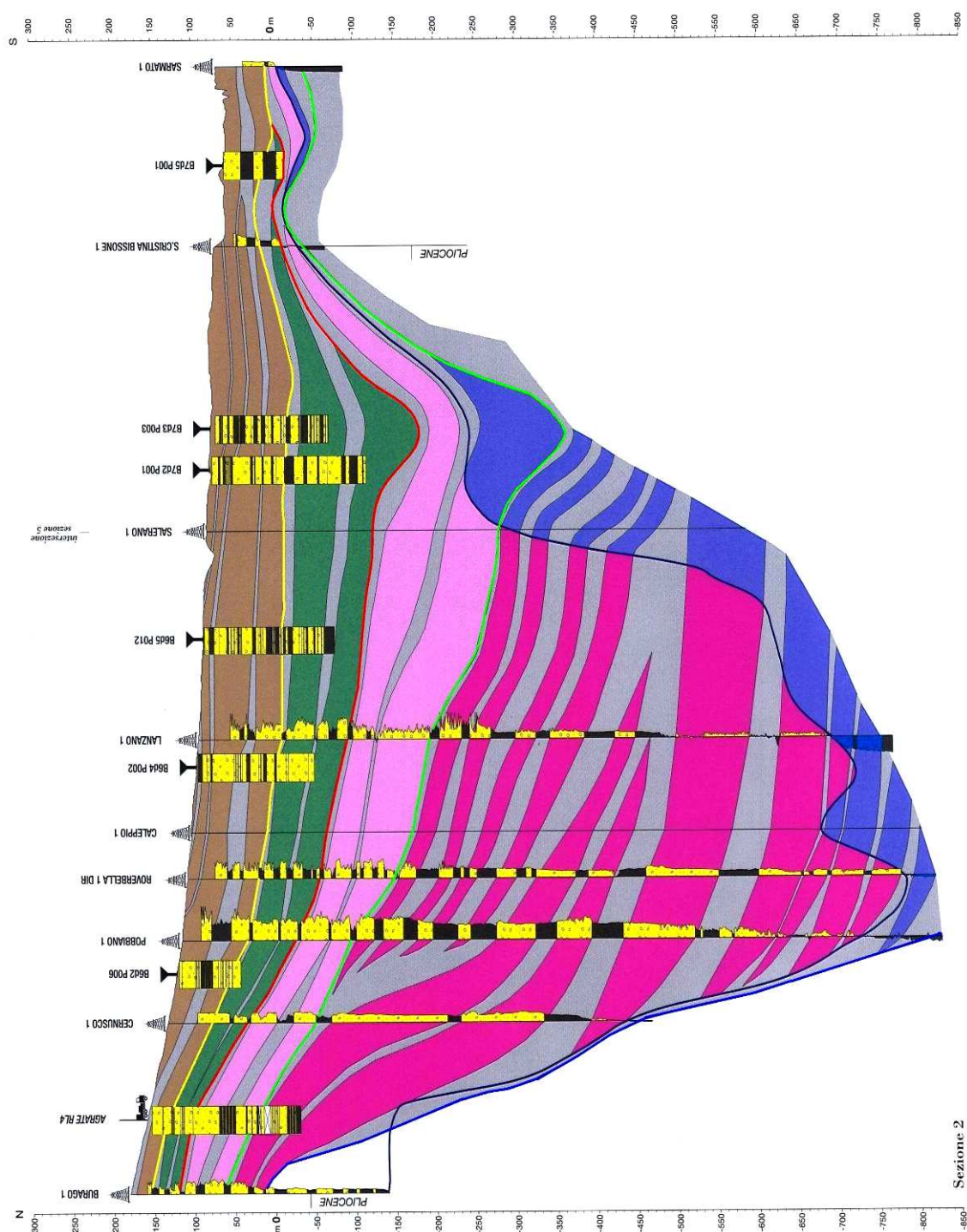


Fig. 8. Sezione idrostratigrafica che mostra la stratigrafia di sottosuolo del Bacino Padano ad una scala di maggiore dettaglio rispetto alla Fig. 7. La linea gialla corrisponde alla superficie di discontinuità "G" di Fig. 7, mentre la linea rossa è correlabile alla discontinuità "F" (da Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002). Legenda cronostratigrafica in Fig. 12.

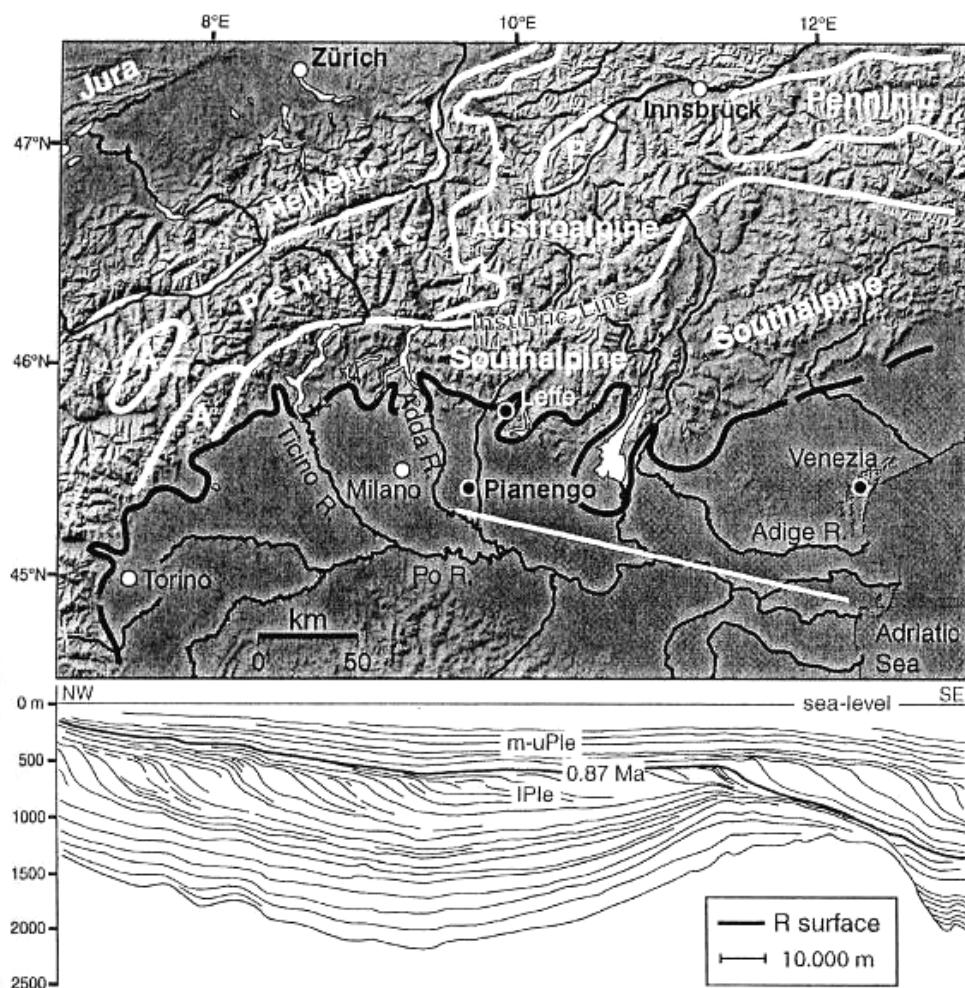


Fig. 9. Schema strutturale delle Alpi centrali. Il sondaggio Pianengo è ubicato a sud della linea di massima espansione pleistocenica dei ghiacciai alpini (linea nera). Domini tettonici: Austroalpino (A) e Sudalpino = unità del margine continentale adriatico. Pennidico = spesse coltri di margine continentale esterno di origine paleogeografica incerta. Nella parte inferiore della figura, profilo sismico interpretato (la traccia della sezione è in alto) che mostra l'andamento della Red Surface; IPle – Pleistocene inferiore; m-uPle Pleistocene medio-superiore (da Muttoni *et al.*, 2003).

1.2. Inquadramento stratigrafico del Bacino Padano

L'evoluzione del Bacino Padano è connessa all'attivazione dei sovrascorrimenti del basamento e/o a riattivazioni di sovrascorrimenti preesistenti all'interno della copertura (Boccaletti & Sani, 1997).

Durante l'Oligocene la formazione della catena appenninica porta allo sviluppo di bacini di avansfossa profondi e subsidenti caratterizzati dall'accumulo di potenti successioni torbiditiche e

depositi di mare basso in bacini marginali di modesta estensione (Ricci Lucchi *et al.*, 2002). Dall'Oligocene in avanti, dunque, la Pianura Padana diventa un margine continentale attivo legato allo sviluppo di due bacini molassici sinorogenici: il più antico legato alla formazione della catena alpina, il più recente (post-Massiniano) legato al dominio appenninico (Astori *et al.*, 2002).

A partire dal messiniano, poi, cessano quasi completamente i movimenti tettonici legati alla strutturazione dell'edificio alpino (Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002) mentre, dal Messiniano al Quaternario, la tettonica di accrezione dell'Appennino settentrionale, contemporanea all'apertura del Mar Tirreno, interessa le zone esterne della catena e coinvolge l'avampaese padano.

Dalla fine del Miocene l'avanzamento delle falde induce sprofondamenti flessurali nell'antistante avampaese padano e determina la formazione di un bacino subsidente, l'avanfossa molassica padano-adriatica (Cremonini & Ricci Lucchi, 1982; Gasperi *et al.*, 1984; Castellarin *et al.*, 1985).

La sedimentazione durante il Messiniano pre-evaporitico è caratterizzata comunemente da successioni eusiniche con deposizione ciclica, controllata astronomicamente, di coppie carbonato-organiche. In questo periodo gli eventi mediterranei si sovrappongono ad una fase di accelerazione della deformazione tettonica, con sollevamento della catena appenninica e migrazione verso l'esterno (ENE) del fronte deformativo.

Durante questa fase deformativa la catena appenninica emerge e per la prima volta si sviluppa un sistema di drenaggio appenninico che va ad alimentare il bacino di avanfossa s.l., mentre le precedenti vie di alimentazione delle Alpi vengono interrotte (Ricci Lucchi *et al.*, 2002).

Nel messiniano termina un ciclo sedimentario complesso per il sommarsi di due eventi di importanza globale: il progressivo avvicinamento della placca africana a quella europea, con conseguente riduzione dell'ampiezza del bacino e il graduale essiccamento del Mediterraneo (Decima & Wezel, 1973; Selli, 1973; Montadert *et al.*, 1977; Vai & Ricci Lucchi, 1977; Gelati *et al.*, 1989; Butler *et al.*, 1995; DeCelles & Cavazza, 1995; Vai, 1997; Cavazza & DeCelles, 1998). Questo porta ad una "regressione" generalizzata nell'area bacinale con l'inizio, nelle aree marginali, della deposizione evaporitica che sostituisce quella di mare aperto che caratterizzava il Tortoniano (Dondi *et al.*, 1982; Roveri *et al.*, 2001).

Nella parte centrale del Bacino continua la deposizione di successioni clastiche torbiditiche e si assiste ad una generale diminuzione della salinità delle acque e ad una trasgressione generalizzata (Castellarin *et al.*, 1985).

La ripresa della sedimentazione, prevalentemente terrigena, si svolge per lo più a ridosso del margine settentrionale dell'Appennino, in una fascia che dal Piemonte meridionale si estende sino alle Marche. L'Appennino, ormai emerso, fornisce all'avanfossa abbondante detrito.

Il nuovo ciclo sedimentario inizia nel Messiniano superiore, con una sedimentazione per lo più torbida, in profondi bacini salmastri divisi da alti strutturali e separati dal resto del Mediterraneo.

Con il Pliocene, una rapida risalita del livello del mare porta poi al ristabilirsi dell'ambiente marino su ampie aree prima emerse e riporta in condizioni marine franche i bacini salmastri messiniani. La deposizione, prevalentemente pelitica, interessa vaste zone, mentre torbidi arenaceo-pelitici di conoidi sottomarina e di piana bacinale vengono deposte nelle zone più profonde. Durante le fasi tettoniche del Pliocene medio-superiore diversi tratti all'interno dell'avanfossa padana vengono coinvolti nell'orogenesi e vanno in emersione (Dondi & D'Andrea, 1986).

In epoca terziaria e quaternaria il Bacino Padano, infine, è sede di un notevole apporto detritico, che ne determina il progressivo riempimento (Fig. 10) ed il passaggio a condizioni di continentalità.

Il riempimento quaternario del Bacino Padano è rappresentato da un insieme di sequenze deposizionali, con una generale tendenza regressiva, che fa seguito alla sedimentazione pliocenica in ambiente marino.

In questo periodo, il delta padano e la linea di costa nell'avampaese appenninico si spostano verso ESE, per effetto della propagazione verso nord dei fronti di sovrascorrimento esterni dell'Appennino e sotto il controllo dei cicli climatici glaciali e interglaciali. Nell'area lombarda ed emiliana, a partire dal tardo Pleistocene medio, i sistemi deposizionali alpini e appenninici (da conoidi alluvionali a depositi fluviali meandriformi) si interdigitano con il sistema deposizionale assiale del paleo-Po.

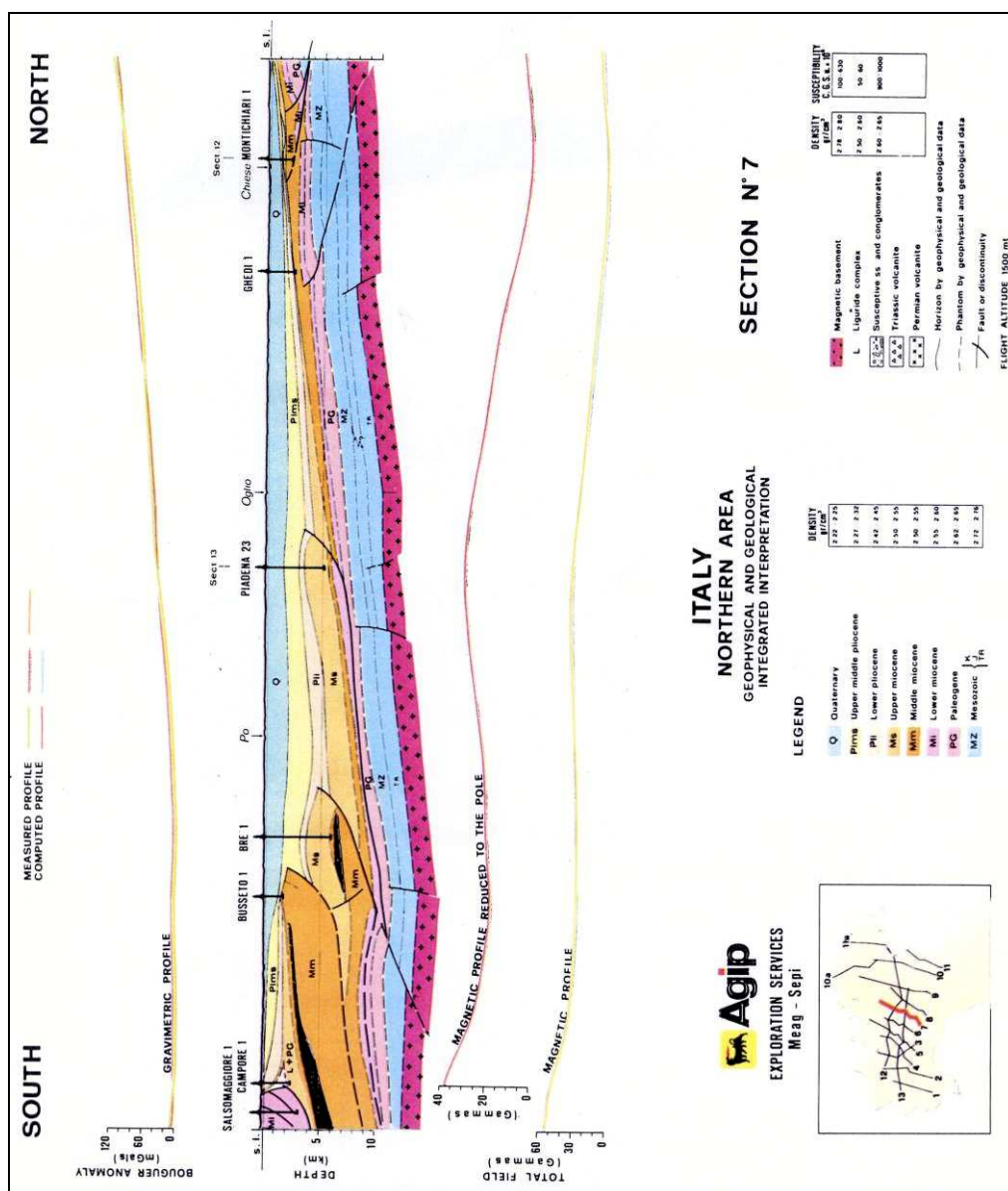


Fig. 10. Sezione geologica che illustra le caratteristiche geologico strutturali del riempimento del Bacino Padano (da Cassano *et al.*, 1986).

1.2.1. Cicli sedimentari pre-quadernari

Il basamento della pianura padano-veneta è costituito da sedimenti carbonatici di età mesozoica o terziaria inferiore di affinità sudalpina (Centamore *et al.*, 1986; Dondi & D'Andrea, 1986; Cresta *et al.*, 1989; Passeri, 1994): si può affermare, infatti, che queste successioni, incontrate solo da poche perforazioni, siano, in linea generale, affini e talvolta direttamente correlabili con le analoghe formazioni affioranti nelle Alpi centro-orientali (Amadesi, 1985).

Sul basamento carbonatico, poi, si sono deposte spesse successioni clastiche eoceniche, oligoceniche e mioceniche che rappresentano, nel loro insieme, un megaciclo che si chiude con le evaporiti messiniane regressive. I sedimenti che lo costituiscono sono rappresentati da tre formazioni o gruppi di formazioni (AGIP- Attività Mineraria, 1982; Dondi & D'Andrea, 1986) che, sinteticamente, sono:

- il Gruppo delle Marne di Gallare, di età oligo-miocenica, che presenta spessori generalmente superiori ai 1000 m, viene considerato come una variazione in senso distale dei depositi torbiditici del Gruppo della Gonfolite (Cita, 1954, 1957, 1958; Gelati *et al.*, 1988, 1991; Sciunnach & Tremolada, 2006). Questo, a sua volta, si presenta litologicamente come un complesso di unità arenaceo-conglomeratiche che possono ripetersi a vari livelli (con spessori massimi anche superiori a 200 m) e che, da un punto di vista paleoambientale, è da ritenersi come un insieme di sedimenti di conoide sottomarina che rappresentano i depositi prossimali di correnti di torbida (Dondi *et al.*, 1982a).
- La Formazione Marnoso-arenacea (Renzi, 1964; Ricci Lucchi, 1975; 1981; 1984; Ricci Lucchi & Valmori, 1980; Ricci Lucchi *et al.*, 1982; Capozzi, 1992; Landuzzi, 1992; 1994; Bendkik *et al.*, 1994; Luchetti, 1997), con spessori rilevati che variano da 4300 m in Romagna a 2500 m in Umbria (Menichetti *et al.*, 1992; Vai, 2001). Si tratta di torbiditi generalmente di piana bacinale, ma anche di conoide sottomarina che, in Pianura Padana, sono rappresentate da spessi pacchi di marne con intercalati intervalli caratterizzati dall'alternanza di marne e arenarie; all'interno della formazione sono presenti anche orizzonti conglomeratici (Dondi & D'Andrea, 1986).
- La Formazione Gessoso-solfifera (Ogniben, 1957; Rabbi & Ricci Lucchi, 1968; Vai & Ricci Lucchi, 1977; Montadert *et al.*, 1977; Cremonini & Ricci Lucchi, 1982; Marabini & Vai, 1985; Gelati *et al.*, 1989; Bassetti *et al.*, 1994; Capozzi *et al.*, 1998) che presenta potenze molto più ridotte rispetto alle precedenti formazioni comunemente comprese entro i 100-200 m. Si tratta di un tipico deposito evaporitico complesso, costituito da lenti di gesso, calcari solfiferi, salgemma e altri sali più solubili intercalati a depositi terrigeni,

messosi in posto in bacini a circolazione ristretta e caratterizzato da un'estrema eterogeneità litologica, con presenza sia di *facies* evaporitiche di precipitazione primaria da acque marine e non-marine, sia di *facies* clastiche. Studi recenti suggeriscono che queste ultime derivino dallo smantellamento dall'accumulo di evaporiti primarie in bacini relativamente profondi attraverso processi gravitativi (APAT-CNR, 2004).

Gli studi stratigrafici regionali (Ricci Lucchi *et al.*, 1982; Ori, 1993) dimostrano che l'architettura del riempimento del Bacino Padano è caratterizzata da una generale tendenza regressiva, interrotta da fluttuazioni minori, testimoniata dal passaggio da depositi pliocenici di mare aperto a sedimenti quaternari marino-marginali e poi alluvionali (Ricci Lucchi, 1986). Il ciclo sedimentario post-evaporitico in Pianura Padana si identifica con diverse *litofacies* alcune delle quali sono caratterizzate da estensioni e potenze considerevoli (Dondi & D'Andrea, 1986): quasi 9000 m in sottosuolo, 3500 m nella fascia pedeappennica e 1400 m in quella intrappenninica (Ricci Lucchi *et al.*, 1982). Questa successione è stata suddivisa da Ricci Lucchi *et al.* (1982) in cicli sedimentari principali che, dal basso stratigrafico sono:

- Ciclo miocenico sommitale o miocene «superiore» (M) (Cremonini & Farabegoli, 1977; 1982; Rizzini & Dondi, 1978; Cremonini & Marabini, 1982; Ricci Lucchi *et al.*, 1982; Marabini & Vai, 1985; Landuzzi & Castellari, 1988), che presenta spessori fino a 400 m in affioramento e oltre 1000 m in sottosuolo. E' costituito da depositi di ambiente ipoalino, continentale o di mare interno, con base rappresentata da una discontinuità di primo ordine in discordanza sulla Gessoso-solfifera, di significato regionale, riconosciuta sull'intero territorio nazionale (Rabbi & Ricci Lucchi, 1968; Decima & Wezel, 1971; Cremonini & Farabegoli, 1977; Roveri *et al.*, 1998, 2001; Krijgsman *et al.*, 1999) e nei bacini mediterranei; il tetto corrisponde alla discontinuità trasgressiva del Pliocene Inferiore. Le più potenti ed estese *litofacies* riconosciute all'interno di questo ciclo deposizionale sono quelle di Sartirana, nel Bacino Piemontese (200-500 m) e di Fusignano (Dondi *et al.*, 1982, a; Ori, 1993) in Pianura Padana (oltre 1000 m), separate dall'alto di S. Colombano ed interpretate come depositi di conoide sottomarina (Dondi & D'Andrea, 1986; Ori, 1993; Bassetti *et al.*, 1994).
- Ciclo pliocenico «inferiore» (P1), con spessori variabili da 600 m in affioramento (con punta massima di 1700 m in Val Marecchia) a oltre 2000 m in Pianura Padana. Questo ciclo deposizionale è asimmetrico, con fase regressiva dominante, base netta e tetto stratigraficamente definito come un intervallo dell'ordine di alcuni metri. Il tipo di sedimentazione non varia sostanzialmente da quella tardo-messiniana e numerose sono

le *litofacies* riconosciute al suo interno (Dondi *et al.*, 1982, a; Dondi & D'Andrea, 1986; Vai, 1988; Ori, 1993; Barchi *et al.*, 2001; Vai & Martini, 2001):

- Formazione di Porto Corsini e Formazione di Porto Garibaldi, di piana bacinale;
 - Sabbie di Desana, di conoide sottomarina;
 - Sabbie di Asti, di mare poco profondo;
 - Sabbie di Magnano, di mare profondo;
 - Sabbie di Eraclea, di ambiente costiero;
 - Argille del Santerno, prevalentemente di piattaforma, ma anche di scarpata e di bacino.
- Ciclo pliocenico «medio-superiore» (P2), marino, con base conforme (aree a sedimentazione continua) o discordante-lacunosa e tetto conforme o erosivo; asimmetrico con fase regressiva dominante. Gli spessori variano da 100 a 1200 m in affioramento e da 1000 a circa 2000 m in sottosuolo (Ricci Lucchi *et al.*, 1982). Con il Pliocene medio si ha una ripresa della trasgressione marina e un ampliamento del bacino: le zone centrali del Bacino sono ancora occupate da torbiditi, che a occidente sono riferibili a conoidi sottomarine (Sabbie di Desana), mentre al centro e, in particolare ad est, sono di piana bacinale (Formazione di Porto Garibaldi); al margine delle zone di fossa il ciclo P2 si alterna ai sedimenti pelitici appartenenti alle Argille del Santerno (Dondi & D'Andrea, 1986). L'area occidentale del Bacino Piemontese, infine, è ricoperta dalle Sabbie di Asti, che si alternano a peliti sia in senso orizzontale che verticale.

1.2.2. Cicli sedimentari quaternari

I depositi quaternari e, in particolare, quelli del Pleistocene medio-superiore rappresentano degli accumuli disposti, alla scala del bacino, in ampie ondulazioni, con geometrie lenticolari anche assai pronunciate, facilmente interpretabili come colmamento delle depressioni residue del sistema bacinale pliocenico precedente; la loro distribuzione simmetrica rispetto agli alti strutturali confinati e l'assenza di apprezzabili e significative geometrie cuneiformi documentano il forte rallentamento o l'interruzione dell'attività traslativa durante questo periodo, salvo eccezioni isolate (ad esempio, settori modenese e bolognese) (Castellarin *et al.*, 1985).

Il riconoscimento di una superficie di discontinuità regionale (Ricci Lucchi *et al.*, 1982) documentata dall'Emilia alle Marche (Colalongo *et al.*, 1979; Cantalamessa *et al.*, 1986; Ori,

1993) ha permesso di suddividere (Ambrosetti & Carraro, 1980; Allason *et al.*, 1981; Ricci Lucchi *et al.*, 1982) il complesso dei depositi quaternari dell'Italia settentrionale in due cicli sedimentari nettamente distinti: ciclo del Quaternario Marino (Qm) e ciclo del Quaternario Continentale (Qc).

Il ciclo Qm è caratterizzato da prevalente granulometria fine, notevole continuità di sedimentazione, assenza di fenomeni di terrazzamento ed è dominato da depositi marini; presenta spessori variabili da 50 a 1200 m, base in continuità sui depositi pliocenici e tetto marcato da un'evidente superficie di inconformità sui cui poggiano depositi alluvionali appartenenti al ciclo Qc. All'interno di Qm si riconoscono due unità litostratigrafiche principali:

- Argille Azzurre (Colalongo *et al.*, 1982; Vai, 1988; Barchi *et al.*, 2001);
- Sabbie di Imola (Ruggieri, 1962; 1995; Amorosi *et al.*, 1998), o Sabbie Gialle di Imola (Farabegoli, 1985; Farabegoli & Onorevoli, 1991; Farabegoli *et al.*, 1997) o sequenza deposizionale QM4 (Marabini *et al.*, 1995; Vai, 1994).

Queste corrispondono rispettivamente alle sequenze Qm1, Qm2 e Qm3 riconosciute da Amorosi *et al.* (1998) sulla base di dati integrati di superficie e sottosuolo. In particolare (Fig. 11), Qm3 è stata suddivisa dagli stessi Autori in due unità deposizionali di rango inferiore: la sequenza Qm3a (corrispondente al Membro di M. Castellaccio), alla base, costituita prevalentemente da sedimenti sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi di spiaggia e fluvio-deltizi delimitati al tetto da una superficie erosiva. Su questa poggiano i depositi della sequenza sovrastante, Qm3b (che comprende il Membro di Fossoveggia, prevalentemente argilloso e il Membro di Castel S. Pietro, sabbioso), di piana alluvionale e deltizia, passanti verso l'alto a depositi trasgressivi di laguna ed estuario e, talora, sormontati con contatto erosivo da sedimenti di spiaggia molto simili a quelli di Qm3a. Dove il Membro di Fossoveggia è assente per erosione, le sabbie di Qm3b sono amalgamate con quelle della sequenza inferiore e il limite tra le due unità è virtualmente indistinguibile.

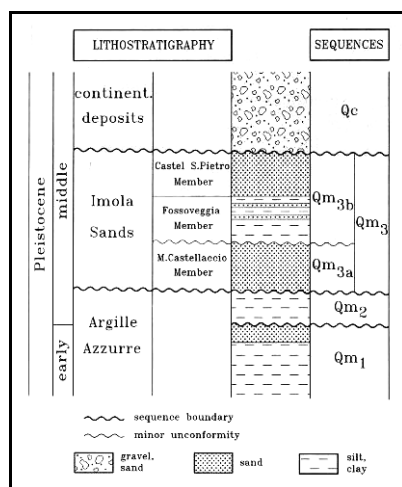


Fig. 11. Quadro litostratigrafico e ciclostratigrafico dei depositi pleistocenici affioranti al margine appenninico emiliano-romagnolo (da Amorosi *et al.*, 1998).

Il ciclo Qc, per la cui trattazione dettagliata si rimanda al paragrafo successivo, si presenta in genere più grossolano del ciclo sottostante ed è tipicamente preservato in successioni di terrazzo alluvionale e di ambiente continentale, di età compresa tra il Pleistocene medio e l'Attuale (Francavilla *et al.*, 1980; Gasperi *et al.*, 1987; Ori, 1993). Presenta uno spessore massimo di circa 800 m. Come è osservabile dai profili sismici, questo prisma sedimentario che ricopre i depositi torbiditici di mare profondo, presenta due direzioni prevalenti di progradazione: la prima assiale rispetto al Bacino Padano, est-vergente, legata alla migrazione dei paleo-delta del Po; la seconda trasversale, SE- vergente, originata dai sistemi deltizi ad alimentazione alpina. E' possibile inoltre identificarvi *facies* sedimentarie di scarpata, piattaforma esterna, litorale, deltizia/lagunare e fluviale (Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP, 2002).

Uno studio integrato (Scardia *et al.*, 2006) di *facies* e magnetostratigrafico condotto su sette sondaggi a carotaggio continuo nella pianura lombarda (Ghedi, Agrate, Trezzo, Palosco, Pianengo, Cilavegna, Cremignane) ha permesso di stimare tassi di sedimentazione intorno a 30-40 cm/ka per il Pleistocene inferiore, con una significativa riduzione durante il Pleistocene medio-superiore.

1.2.3. Il Quaternario continentale padano

La maggior parte degli acquiferi dell'Italia settentrionale sfruttabili a scopo idropotabile è contenuta nei depositi plio-quaternari padani, sia continentali che marini. Il sottosuolo del

Bacino Padano costituisce dunque un complesso e preziosissimo serbatoio acquifero che ha motivato negli ultimi anni l'interesse scientifico nella ricerca e protezione della riserva idrica. Tale circostanza ha richiamato l'attenzione di numerosi studiosi che, nel corso degli ultimi quindici anni, hanno indagato le caratteristiche stratigrafiche del Bacino Padano (Ori, 1993; Amorosi & Farina, 1995; Vittori & Ventura, 1995; Amorosi *et al.*, 1996, 1999, 2004; Bertotti *et al.*, 1998; Di Dio *et al.*, 1997; Bersezio *et al.*, 1999; Muttoni *et al.*, 2003; Bini *et al.*, 2004, 2004a; Amorosi & Colalongo 2005, Scardia *et al.*, 2006; Amorosi, 2008) e idrogeologiche (I.R.S.A., 1975, 1981; Beretta, 1987; Beretta *et al.*, 1991; Regione Lombardia, 2001; Barrocu & Civita, 2004; Zuppi & Sacchi, 2004; Bersezio *et al.*, 2004; Civita, 2005, 2008; Civita *et al.*, 2007, Molinari *et al.*, 2007).

Nel tentativo di omologare le conoscenze alla scala del bacino, Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, (1998) e Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002) hanno prodotto, nell'ambito del progetto nazionale di cartografia geologica (Progetto CARG), uno studio multidisciplinare finalizzato alla ricostruzione della evoluzione sedimentaria del sottosuolo padano e alla definizione delle sue caratteristiche idrogeologiche.

Sulla base di questo studio congiunto, condotto sia a sud che a nord del Po, è stata recentemente proposta la suddivisione della successione padana, attraverso la correlazione di dati di pozzo, in quattro sequenze deposizionali *sensu* Mitchum *et al.* (1977) (definite informalmente, dall'alto, gruppo Acquiferi A, B, C e D), delimitate alla base dalle superfici di *unconformity* individuate tramite sismica a riflessione (cfr. § 1.1.), che marcano fasi di riorganizzazione bacinale prevalentemente a controllo tettonico.

Le sequenze (Fig. 8) presentano spessori medi di circa 200-250 m, con un'evidente ciclicità deposizionale, determinata dall'alternanza di depositi relativamente grossolani (ghiaie e sabbie) con depositi più fini (limi ed argille). Al margine del bacino, dove i riflettori sismici convergono bruscamente testimoniando una drastica riduzione dello spazio disponibile per la sedimentazione, sono presenti corpi ghiaiosi di canale fluviale fortemente amalgamati; muovendosi verso la zona depocentrale, dove le superfici di discontinuità sismica tendono a divergere, la ciclicità deposizionale è più chiaramente espressa dall'alternanza di corpi sedimentari ghiaiosi e poi sabbiosi di canale fluviale, a geometria tabulare e con estensione laterale anche di alcune decine di chilometri, con unità prevalentemente fini anch'esse caratterizzate da notevole spessore e continuità laterale. Questi cicli mostrano spessori generalmente di 50-60 m e sono considerati rispettivamente potenziali corpi acquiferi e acquitardi.

In Figura 12 è proposta la sintesi dell'inquadramento geologico-stratigrafico ed idrostratigrafico che emerge da alcuni degli studi più recenti condotti in Pianura Padana.

Da: Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998				Da: Molinari <i>et al.</i> , 2007				Da: Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002				Da: Mutini <i>et al.</i> , 2003		Da: Carta Geol. 1:50.000 R.L.R.	
PRINCIPALI UNITÀ STRATIGRAFICHE		ETÀ (Ma)	SCALA OROGRAFICA STRATIGRAFICA (Ma)	UNITÀ IDROSTRATIGRAFICHE	UNITÀ DI SOTTOGEO	UNITÀ AFFRONTI	ETÀ (Ma)	SCALA OROGRAFICA STRATIGRAFICA (Ma)	BIOSTRATIGRAFIA A LAMINOCESBILI CALCANI	UNITÀ STRATIGRAFICHE	UNITÀ IDROSTRATIGRAFICHE E IDRO-CLOGIE	NUOVE UNITÀ IDRO-STRATIGRAFICHE	DATI DI MACRO-STRATIGRAFICHE	UNITÀ CARIOGRAFICHE	
QUATERNARIO CONTINENTALE (Qc)	A	A1	0,12	FLUSSO SUP. ORORE	A1	AES6	-0,12	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	A	A2	0,12	FLUSSO SUP. ORORE	A2	AES7	-0,12	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	A	A3	0,12	FLUSSO SUP. ORORE	A3	AES7	-0,12	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	A	A4	0,12	FLUSSO SUP. ORORE	A4	AES7	-0,12	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	B	B1	0,05-0,06	FLUSSO SUP. ORORE	B1	AES7	-0,05-0,06	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	B	B2	0,05-0,06	FLUSSO SUP. ORORE	B2	AES7	-0,05-0,06	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	B	B3	0,05-0,06	FLUSSO SUP. ORORE	B3	AES7	-0,05-0,06	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	B	B4	0,05-0,06	FLUSSO SUP. ORORE	B4	AES7	-0,05-0,06	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	C	C1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	C1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	C	C2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	C2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	C	C3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	C3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	C	C4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	C4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	C	C5	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	C5	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	C	C6	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	C6	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	C	C7	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	C7	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	C	C8	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	C8	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	D	D1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	D1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	D	D2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	D2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	D	D3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	D3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	D	D4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	D4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	E	E1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	E1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	E	E2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	E2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	E	E3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	E3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	E	E4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	E4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	F	F1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	F1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	F	F2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	F2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	F	F3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	F3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	F	F4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	F4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	G	G1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	G1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	G	G2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	G2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	G	G3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	G3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	G	G4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	G4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	H	H1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	H1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	H	H2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	H2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	H	H3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	H3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	H	H4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	H4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	I	I1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	I1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	I	I2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	I2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	I	I3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	I3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	I	I4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	I4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	J	J1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	J1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	J	J2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	J2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	J	J3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	J3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	J	J4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	J4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	K	K1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	K1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	K	K2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	K2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	K	K3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	K3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	K	K4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	K4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	L	L1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	L1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	L	L2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	L2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	L	L3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	L3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	L	L4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	L4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	M	M1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	M1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	M	M2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	M2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	M	M3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	M3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	M	M4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	M4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	N	N1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	N1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	N	N2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	N2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	N	N3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	N3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	N	N4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	N4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	O	O1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	O1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	O	O2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	O2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	O	O3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	O3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	O	O4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	O4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	P	P1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	P1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	P	P2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	P2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	P	P3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	P3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	P	P4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	P4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	Q	Q1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	Q1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	Q	Q2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	Q2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	Q	Q3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	Q3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	Q	Q4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	Q4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	R	R1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	R1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	R	R2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	R2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	R	R3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	R3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	R	R4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	R4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	S	S1	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	S1	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	S	S2	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	S2	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	S	S3	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	S3	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
	S	S4	0,09	FLUSSO SUP. ORORE	S4	AES7	-0,09	FLUSSO SUP. ORORE	MANZIO	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	FLUSSO SUP. ORORE	
QUATERNARIO MARINO (Qm)	T	T1	0,09												

Fig. 12. Quadro sinottico delle unità stratigrafiche del sottosuolo padano.

Attualmente non è disponibile un quadro unitario di incasellamento stratigrafico dei depositi quaternari. A sud del Po, ad esempio, Regione Emilia-Romagna utilizza schemi stratigrafici basati sull'impiego di unità di tipo UBSU (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*), per cui i depositi pleistocenici continentali corrispondenti al ciclo Qc di Ricci Lucchi *et al.* (1982) prendono il nome di Supersistema Emiliano-Romagnolo (Di Dio *et al.*, 1997); al contrario, i depositi ad essi correlabili a nord del Po non sono stati suddivisi in unità stratigrafiche da Regione Lombardia.

In particolare, il Supersistema Emiliano-Romagnolo viene suddiviso da Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) in Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) e Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES), separati dalla discontinuità tarata a 0,45 Ma BP. Queste due unità corrispondono rispettivamente ai Gruppi Acquiferi B ed A. Questi, a loro volta, sono suddivisi in 8 Complessi Acquiferi (subsistemi da B4 a A1), a cui viene aggiunto successivamente il Complesso Acquifero o Acquifero freatico A0 da Molinari *et al.* (2007). In particolare, i Complessi Acquiferi A0, A1, A2, A3 e A4 nella cartografia geologica in scala 1:50.000 della Regione Emilia-Romagna corrispondono rispettivamente alle unità affioranti AES8 (Subsistema di Ravenna), AES7 (Subsistema di Villa Verucchio), AES6 (Subsistema di Bazzano), AES5 (Subsistema di Torre Stagni), AES4 (Subsistema di Liano).

I depositi ascritti al Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore sono stati oggetto di approfondimenti stratigrafico-sedimentologici condotti su numerosi carotaggi in prossimità del margine appenninico (Amorosi *et al.*, 1996) e nella piana costiera romagnola (Amorosi *et al.*, 1999, a; 2003; 2004). Questi studi hanno messo in luce l'architettura delle *facies* alla scala dell'intero bacino (Fig. 13), mostrando come il motivo deposizionale ricorrente all'interno della successione medio- e tardoquaternaria sia definito dall'alternanza ciclica di depositi di varia natura che, nell'insieme, costituiscono cicli trasgressivo-regressivi (sequenze trasgressivo-regressive o T-R di Embry, 1993; 1995) di 4° ordine. Questi cicli sono lateralmente persistenti, delimitati da superfici trasgressive (TS) e fisicamente tracciabili alla scala del bacino. Amorosi (2008) ha recentemente documentato che le TS, in corrispondenza delle quali si registrano significativi cambiamenti di *facies*, sono accompagnate da un peculiare segnale pollinico, che denota la transizione da periodi glaciali a fasi interglaciali in tutto il bacino; esse costituiscono *marker* stratigrafici lateralmente più estesi e più facilmente correlabili di quanto non avvenga per i limiti di sequenza o per le superfici di massima ingressione marina; queste ultime infatti si trovano generalmente all'interno di depositi omogenei di ambiente poco profondo e possono essere localizzate solo attraverso indicatori micropaleontologici e non presentano chiare evidenze fisiche in carota.

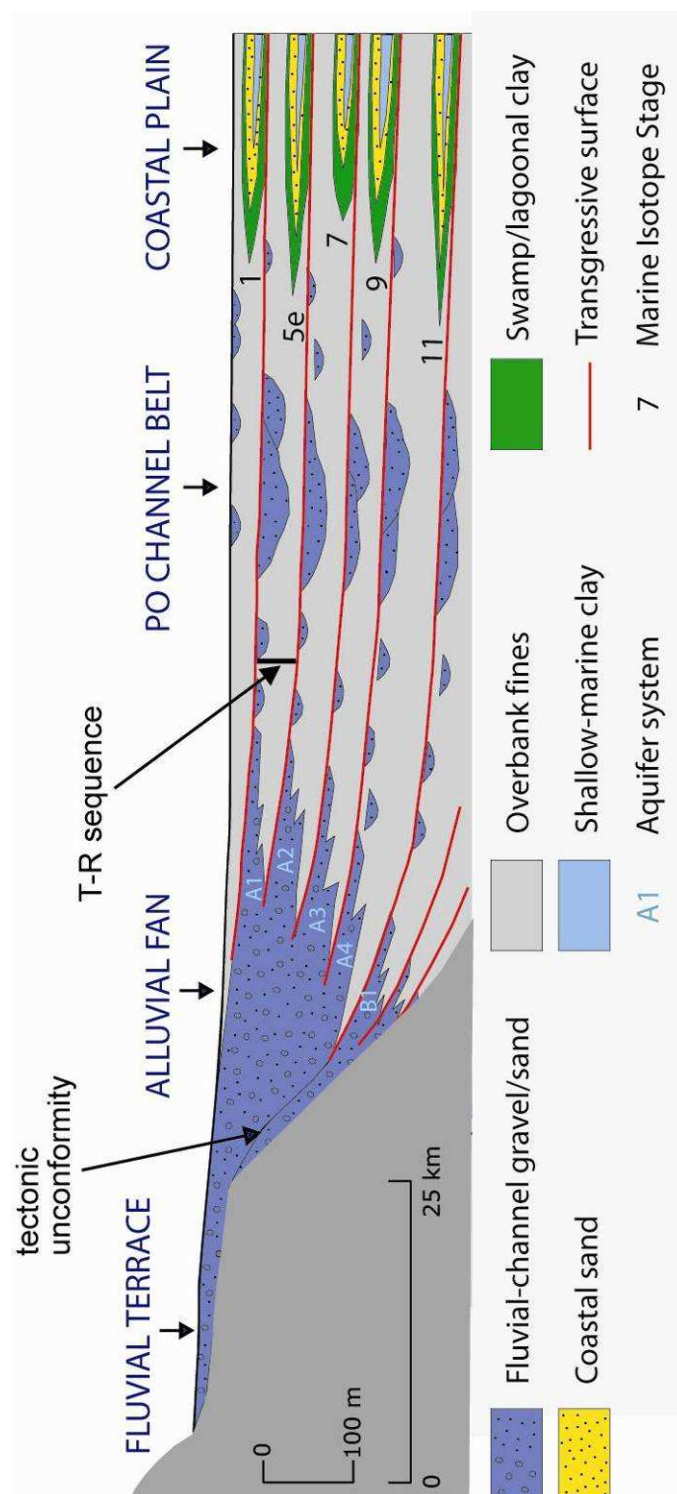


Fig. 13. Schema di correlazione di cicli trasgressivo-regressivi (T-R) nel sottosuolo padano (da Amorosi, 2008).

Secondo il modello di Figura 13 le superfici trasgressive sono direttamente tracciabili nelle zone costiere al passaggio da depositi continentali a depositi di ambiente costiero, mentre nelle zone interne del bacino esse vengono collocate al tetto di corpi sedimentari lateralmente estesi di canale fluviale (Amorosi & Colalongo, 2005). Secondo diversi studi, l'architettura fluviale nelle aree prossimali (Shanley & McCabe, 1994) è principalmente controllata da clima (Blum, 1993; Blum *et al.*, 1994; Legarreta & Uliana, 1998; Milana, 1998; Aqrabi, 2001; Antoine *et al.*, 2003; Vandenberghe, 2003; Briant *et al.*, 2005; Kasse *et al.*, 2005; Lewis *et al.*, 2005) e tettonica (Leeder, 1993; Martinsen *et al.*, 1999; Holbrook & Schumm, 1999; Marzo & Steel, 2000; Vincent, 2001; Adams & Bhattachayra, 2005; Hickson *et al.*, 2005), mentre le variazioni del livello marino sembrerebbero influenzare le dinamiche deposizionali entro qualche decina o poche centinaia di km dalla costa (Schumm, 1993; Leeder & Stewart, 1996; Blum & Törnqvist, 2000; Holbrook *et al.*, 2006). Le sequenze T-R, secondo Amorosi *et al.* (2004) sarebbero controllate principalmente da fluttuazioni glacio-eustatiche, con un periodo di circa 100 ka, coerentemente con lo sviluppo di cicli di Milankovitch di variazione dell'eccentricità dell'orbita terrestre.

In termini di stratigrafia sequenziale, durante le fasi di caduta del livello del mare e di stazionamento basso (*Falling Stage systems Tract* - FST – e *Lowstand Systems Tract* - LST) si verificherebbe la messa in posto dei corpi sabbiosi fluviali, con avanzamento dei sistemi alluvionali e esacerbazione dell'attività erosiva in condizioni regressive, mentre la messa in posto delle unità fini avrebbe luogo tipicamente durante fasi di rapida risalita del livello del mare e successivo stazionamento alto (*Transgressive Systems Tract* – TST – e *Highstand Systems Tract* - HST). I depositi fini argillosi rappresenterebbero dunque l'equivalente sedimentario in aree prossimali delle successioni trasgressive costiere (Fig. 14). Dal punto di vista paleoclimatico, sulla base dei dati palinologici emersi dagli studi citati (Amorosi *et al.*, 2004, 2008; Amorosi & Colalongo, 2005; Amorosi, 2008) si osserva che le porzioni basali dei cicli T-R, costituite da corpi sedimentari di piana inondabile caratterizzati da massima concentrazione pollinica e spettri pollinici indicatori di espansione di foreste ricche in *taxa* termofili come *Quercus*, *Betula*, *Corylus*, *Tilia* e *Ulmus* e poveri in *Pinus*, si mettono in posto durante periodi di clima caldo-temperato corrispondenti a fasi interglaciali; la formazione dei corpi di canale fluviale nella parte superiore dei cicli T-R sarebbe invece contraddistinta da concentrazioni polliniche minime e spettri ricchi in *Pinus* e soprattutto in NAP (*Non Arboreal Pollen*), indicatori di condizioni climatiche di tipo freddo-steppico, ovvero fasi glaciali.

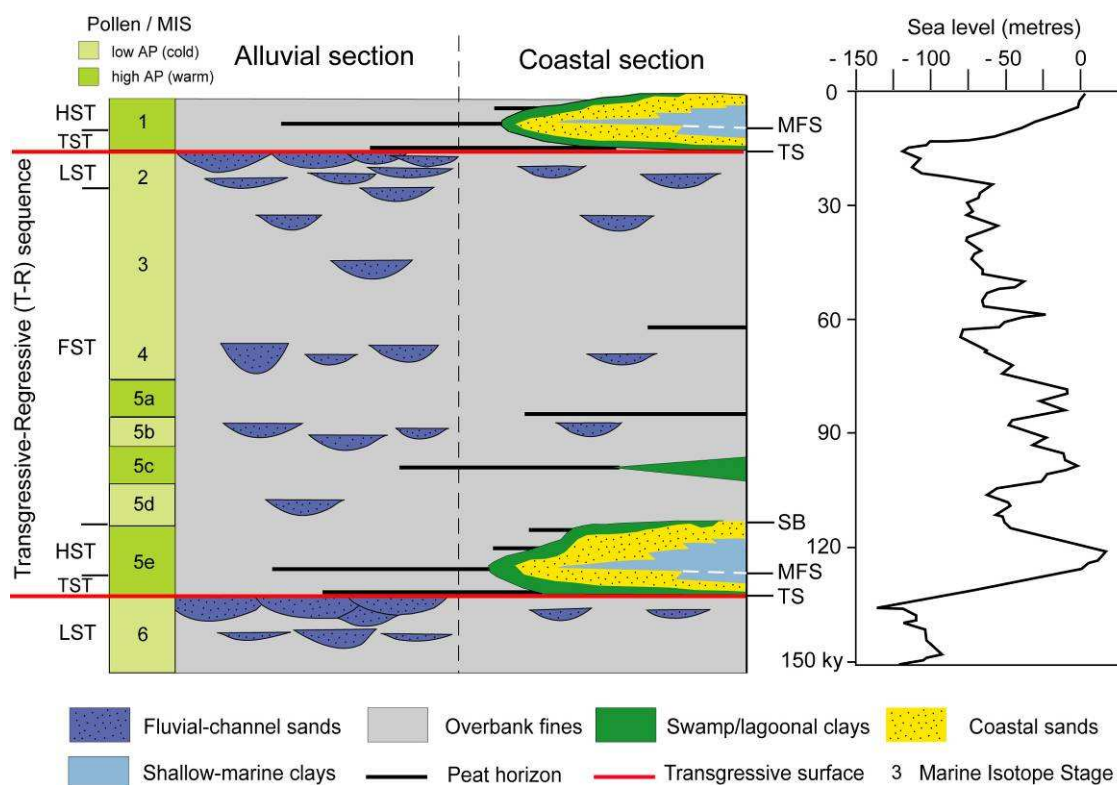


Fig. 14. Rappresentazione schematica della stratigrafia della successione post-tirreniana (post-125 ka BP) dell'area padana (spessore approssimativo 150 m), che mostra la relazione tra cambiamenti climatici, architettura stratigrafica, interpretazione sequenziale e fluttuazioni del livello marino (curva da Bard *et al.*, 1990) all'interno delle sequenze T-R. MIS: Stadío Isotopico Marino; AP: Pollini arborei (escluso *Pinus*); SB: limite di sequenza; TS: superficie trasgressiva; MFS: superficie di massima ingressione marina (da Amorosi & Colalongo, 2005).

Alcuni studi stratigrafici recenti ad elevato grado di risoluzione (Amorosi & Milli, 2001; Amorosi *et al.*, 2004; Correggiari *et al.*, 2005; Stefani & Vincenzi, 2005; Amorosi, 2008) condotti su depositi successivi al LGM (*Last Glacial Maximum*) hanno infine messo in luce come all'interno dei TST e HST delle sequenze T-R si possano individuare cicli di rango inferiore, con spessori di 3-5 m che abbracciano intervalli temporali di circa 1000 anni, delimitati da nette superfici di *flooding* e tipicamente caratterizzati da tendenze di tipo *shallowing-upward* (parasequenze *sensu* Van Wagoner *et al.*, 1990; Kamola & Van Wagoner, 1995).

Nel complesso, è possibile schematizzare la ciclicità deposizionale riconosciuta all'interno dei depositi tardoquaternari padani attraverso il seguente quadro gerarchico (Amorosi, 2008):

- sequenze di 3° ordine (*sensu* Mitchum *et al.*, 1977), spesse 100-1000 m, separate da nette superfici di *unconformity* a controllo tettonico, che abbracciano intervalli temporali di circa 400 ka;

- sequenze di 4°ordine (T-R *sensu* Embry, 1993, 1995), spesse approssimativamente 50-100 m, a controllo glacieustatico, che abbracciano intervalli temporali di circa 100 ka;
- unità di rango inferiore (*Systems Tract sensu* Brown & Fisher, 1977) con spessori variabili da 5 a 50 m, a controllo prevalentemente glacieustatico e della durata di 10-50 ka;
- parasequenze (*sensu* Van Wagoner *et al.*, 1990), con spessori di 3-5 m, a controllo prevalentemente climatico e della durata di 1-3 ka.

All'interno di ogni sequenza T-R è riconoscibile una caratteristica variazione di *facies* da aree prossimali a distali: in particolare, si passa da depositi ghiaiosi di conoide alluvionale in prossimità del margine appenninico a corpi sabbiosi di canale fluviale inglobati entro sedimenti fini di piana inondabile verso la pianura, con un rapporto S/P sempre minore man mano che ci si allontana dalla catena (Amorosi & Farina, 1995; Amorosi *et al.*, 1996), fino al passaggio a depositi di ambiente litorale e marino (Amorosi & Colalongo, 2005).

In questa tesi, al fine di oltrepassare le “barriere” regionali e disporre così di un quadro stratigrafico unitario per l'intero Bacino Padano, viene proposta una nuova nomenclatura relativa ai depositi del primo sottosuolo della Pianura Padana: si introduce, a questo proposito, il termine “Supersintema Padano” in sostituzione del termine “Supersintema Emiliano-Romagnolo”, di significato troppo locale. Analogamente, vengono introdotti i nuovi termini “Sintema Padano Inferiore” e “Sintema Padano Superiore” in luogo dei corrispondenti “Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore” (AEI) e “Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore” (AES) (ovvero anche Gruppo Acquifero B ed A). Questi sono delimitati alla base dalla discontinuità datata 0,87 Ma e separati dalla superficie datata 0,45 Ma. Al di sopra di quest'ultima *unconformity* vengono introdotti, per questo studio, entro il Sintema Padano Superiore i termini Sequenza “A0”, “A1”, “A2”, “A3” e “A4”, corrispondenti rispettivamente ai Subsintemi di Ravenna, Villa Verucchio, Bazzano, Torre Stagni e Liano della cartografia geologica in scala 1:50.000 della Regione Emilia-Romagna. Secondo il modello concettuale proposto da Amorosi & Colalongo (2005) e da Amorosi (2008) ogni sequenza corrisponde ad un ciclo deposizionale trasgressivo-regressivo delimitato da superfici di trasgressione, le cui caratteristiche di dettaglio sono oggetto dei capitoli successivi di questa tesi.

1.2.4. Ciclicità deposizionale quaternaria in altri bacini sedimentari

Analogamente a quanto descritto per il Bacino Padano, una ciclicità deposizionale fortemente influenzata dalle oscillazioni climatiche ed eustatiche di età quaternaria è stata riconosciuta anche in altri bacini italiani, a conferma di come la dinamica sedimentaria tardoquaternaria sia stata prevalentemente controllata da fattori diversi dalla tettonica. Non bisogna dimenticare, tuttavia, che un ruolo significativo, specie nella creazione di spazio di accomodamento, è stato giocato dalla subsidenza, legata sia a cause tettoniche profonde, sia alla compattazione differenziale dei sedimenti (Amorosi *et al.*, 1999).

Nella Pianura Veneta Massari *et al.* (2004), ad esempio, sulla base di uno studio di un sondaggio a carotaggio continuo profondo circa 950 m comprendente dati magnetostratigrafici, biostratigrafici, geochimici, radiometrici e palinologici, propongono una ricostruzione paleoambientale dell'area veneziana a partire dal Pliocene inferiore. In particolare, questi Autori, confermando le osservazioni sulla ciclicità deposizionale proposte da Mozzi *et al.* (2003), osservano che la parte sommitale della successione esaminata mostra un'organizzazione deposizionale ciclica suddivisibile in sequenze trasgressivo-regressive e che i dati pollinici supportano una buona corrispondenza tra la messa in posto di sedimenti continentali e condizioni climatiche ascrivibili a periodi glaciali e intervalli di *maximum flooding* correlabili a condizioni interglaciali.

Nella pianura friulana, poi, la perforazione "Azzano Decimo" del progetto CARG-FVG ha consentito uno studio multistratigrafico ad alta risoluzione della carota, volto alla determinazione delle relazioni tra variazioni climatiche, evoluzione degli ambienti continentali padano-alpini e marini dell'Alto Adriatico durante gli ultimi 5 cicli climatici (Pini *et al.*, 2007). Dal diagramma pollinico ricostruito in questo studio emerge un quadro articolato della storia vegetazionale nel bacino padano-adriatico, scandito da una successione ciclica di fasi forestali di clima temperato-caldo, con fasi oceaniche e fresche, in alternanza con fasi steppiche di clima continentale arido (Zanferrari *et al.*, *in stampa*). Secondo gli stessi Autori gli episodi di espansione di vegetazione forestale si mostrano generalmente in fase con le trasgressioni marine, mentre gli episodi steppici sono correlabili ad eventi di regressione. In particolare, la fase di vegetazione aperta di clima temperato freddo registrata nei sedimenti continentali della parte superiore della carota (0-78 m) viene interpretata come espressione biostratigrafica della penultima maggiore fase glaciale che ha riguardato il settore alpino sud-orientale, riferibile al MIS 6. A questo segue lo sviluppo di una successione forestale correlabile con il penultimo

interglaciale (Eemiano), caratterizzata da una dinamica forestale correlabile a quella delle successioni eemiane nord-alpine (Mondsee; Füramoos) e mediterranee (Valle di Castiglione). Le successive fasi studiali/interstadiali sono caratterizzate dall'espansione di foreste xerofite (inizio del MIS 4) e dallo sviluppo di foreste di conifere e betulle, steppe e semideserti (MIS 4-3) frequentemente interessate da incendi. Infine, in quest'area di pianura friulana, durante l'Ultimo Massimo Glaciale si verifica l'accrescimento di un *sandur*, correlabile con i depositi glaciali dell'anfiteatro del Tagliamento, con elevata velocità di sedimentazione.

Anche nell'area tirrenica diversi studi confermano una simile architettura di *facies*: si ricordano sommariamente Carboni *et al.* (2002, 2005), Bellotti *et al.* (2004) e Biserni *et al.* (2004) per il delta del fiume Ombrone e Bellotti *et al.* (1994, a, 1995), Milli (1997) e Amorosi & Milli (2001) per il delta del Tevere.

Operando un confronto tra area tiberina e padana, Amorosi & Milli (2001) affermano che nelle due aree il glacioeustatismo ha esercitato un fondamentale controllo sui meccanismi sedimentari pleistocenico-olocenici, mentre Aguzzi *et al.* (2005, 2007), analizzando nel dettaglio con approccio multidisciplinare un carotaggio continuo di 105 m di profondità realizzato nei pressi di Tirrenia (Toscana) affermano che l'evoluzione verticale delle associazioni di *facies* sia direttamente correlabile con le fluttuazioni climatiche quaternarie. Gli stessi Autori sostengono inoltre che, sulla base dei dati pollinici, i sedimenti costieri o di mare poco profondo che costituiscono la porzione inferiore dei cicli T-R si siano depositati durante i due ultimi stadi interglaciali (OIS 1 e 5e) in condizioni di risalita del livello marino e di stazionamento alto, mentre i depositi alluvionali (porzione superiore dei cicli T-R) si siano messi in posto durante le fasi di caduta del livello marino e del conseguente *lowstand* e siano correlabili con fasi glaciali (OIS 4-2 e 6).

CAPITOLO 2

STRUMENTI DI INDAGINE

2.1. Fonti stratigrafiche

La base di partenza per questo lavoro è rappresentata dal *database* contenente un totale di 735 indagini (632 pozzi per la produzione di acqua, 45 sondaggi meccanici di superficie, 7 sondaggi a carotaggio continuo, 51 prove penetrometriche) (Pavesi, 2004) al quale, secondo le procedure di seguito illustrate, sono stati aggiunti nuovi dati.

La fase di raccolta dati è stata preceduta da una fase di pianificazione, volta all'individuazione dei settori della pianura su cui concentrare lo studio stratigrafico.

I dati sono stati raccolti presso diversi Enti e in diversi formati:

- Provincia di Mantova, che ha fornito un archivio informatico (***pozzi_Ghezzi originali.mdb***) con ubicazione e caratterizzazione dei pozzi esistenti sul territorio di competenza, contenuto nello studio *“Predisposizione della rete di monitoraggio dei corpi idrici sotterranei della Provincia di Mantova”* e la versione cartacea delle stratigrafie dei Comuni di Acquanegra S/C, Asola, Bagnolo S. Vito, Bigarello, Borgoforte, Bozzolo, Casalmoro, Casalromano, Castelforte, Castellucchio, Ceresara, Commessaggio, Curtatone, Dosolo, Felonica, Gazoldo D/I, Goito, Gonzaga, Magnacavallo, Mantova, Marcaria, Marmirolo, Moglia, Motteggiana, Pegognaga, Pieve di Coriano, Poggio Rusco, Pomponesco, Porto Mantovano, Quingentole, Quistello, Redondesco, Rivarolo Mantovano, Roncoferraro, Roverbella, Sabbioneta, San Benedetto Po, San Giacomo Delle Segnate, San Giorgio di Mantova, San Giovanni Del Dosso, San Martino D/A, Schivenoglia, Semide, Suzzara, Viadana, Virgilio e Volta Mantovana, per un totale di 5413 indagini di cui 1044 selezionate secondo criteri di profondità e ubicazione rispetto alle tracce di sezione.
- Provincia di Cremona, che ha concesso la consultazione della versione cartacea delle ubicazioni dei pozzi e delle relative stratigrafie contenute nei PRG e negli studi geologici dei comuni di Casalmaggiore, Casteldidone, Cella Dati, Cingia dè Botti, Gussola, Martignanadi Po, Motta Baluffi, Rivarolo del Re e Uniti, San Giovanni in Croce, San Martino del Lago, Scandolara Ravara, Solarolo Rainero e Torricella del Pizzo, per un totale di 91 indagini inserite *ex novo* nel *database*.
- Provincia di Ferrara, che ha fornito un *database* completo di ubicazione e stratigrafia delle indagini divulgabili dei Comuni di Argenta, Bondeno, Codigoro, Comacchio, Copparo, Ferrara, Formignana, Goro, Iolanda, Mesola, Ostellato, Poggio Renatico, Pontelagoscuro, Portomaggiore, S. Agostino, Vigarano Maiardina, Vigarano Pieve e Voghiera, per un totale di 839 indagini. Gran parte di queste stratigrafie (oltre 400) non supera i 20 m di profondità e, per questo, non è stata presa in considerazione, in

quanto scarsamente significativa alla scala delle sezioni realizzate; sono state, quindi, selezionate ed informatizzate 96 stratigrafie con profondità superiore ai 25 m e distribuite lungo le tracce delle sezioni.

- Regione Lombardia, che ha messo a disposizione un catasto informatico dell'ubicazione di 1818 pozzi raccolti da AGIP distribuiti su tutto il territorio di pianura lombarda; di questi ne sono stati selezionati 30, poiché ricadenti in prossimità della traccia delle sezioni. Le stratigrafie relative sono state in parte fornite in formato cartaceo da Regione Lombardia e in parte scaricate dal sito web della Società Geologica Italiana.

Presso gli uffici della Regione è stato inoltre possibile consultare e raccogliere i dati stratigrafici cartacei contenuti nei PRG di alcuni dei comuni della Provincia di Mantova.

- Regione Emilia-Romagna, che ha concesso l'utilizzo di circa 700 stratigrafie informatizzate e georeferenziate appartenenti ai Fogli 200 (Reggio Emilia) e 182 (Guastalla) della cartografia in scala 1:50.000; per la realizzazione delle sezioni ne sono state selezionate circa 200, caratterizzate da profondità mediamente superiori a 70 m e con ubicazione prossima alle tracce di sezione. Dalla Regione Emilia-Romagna sono inoltre state messe a disposizione le stratigrafie di numerosi sondaggi a carotaggio continuo con profondità media non superiore a 40 m, realizzati nell'ambito del Progetto CARG per il Foglio 182.

Infine, sono state utilizzate anche alcune stratigrafie di carotaggi eseguiti dalla Regione Emilia-Romagna resi pubblici *on line* nell'Ottobre 2008.

La raccolta dei dati è stata seguita da un delicato lavoro di selezione e confronto per eliminare i casi di:

- pozzi con codici identificativi diversi, ma con stratigrafie identiche;
- sovrapposizione di indagini provenienti da diverse fonti;
- stratigrafie descritte in modo inadeguato;
- stratigrafie identiche, con stessi codici identificativi, ma con ubicazioni non coincidenti;
- stratigrafie prive di ubicazione;
- pozzi ubicati in carta, ma privi di stratigrafia.

Oltre ai dati stratigrafici, Regione Lombardia e Regione Emilia-Romagna hanno fornito supporti geografici, quali CTR e mappe georeferenziate a varia scala, *file* dei limiti basali dei Gruppi Acquiferi A e B con equidistanza pari a 50 m.

2.2. Piattaforma operativa

Per questo studio si è lavorato principalmente in ambiente GIS gestendo tutti i dati geografici raccolti.

I Sistemi Informativi Geografici (GIS - *Geographical Information Systems*), hanno avuto un impatto molto importante nelle Scienze della Terra, in particolar modo a partire dalla fine degli anni novanta. In poco tempo il GIS è diventato uno strumento molto utilizzato per l'immagazzinamento, l'*editing* e l'interrogazione di dati geografici, che possono essere così organizzati e gestiti tramite banche dati digitali. Un GIS, come ArcView GIS 3.3, è un sistema informatico (*hardware* e *software*) disegnato per la memorizzazione e il *processing* di dati geografici nelle modalità *raster* e vettoriale, che possono essere combinati o suddivisi in differenti livelli (*layer*). A differenza di tutti gli altri *database*, che possono contenere informazioni di localizzazione come indirizzi o codici postali, tutte le informazioni in un GIS sono collegate ad un riferimento spaziale: un *database* GIS, infatti usa la geo-referenziazione come mezzo primario di memorizzazione ed accesso alle informazioni. Un tipico sistema GIS incorpora differenti *database* e, una volta che i dati siano geocodificati nello stesso sistema di riferimento, varie mappe possono essere realizzate sovrapponendo i livelli in qualsiasi combinazione si desideri.

2.3. Creazione della banca dati

Tutti i dati raccolti in formato cartaceo sono stati aggiunti al *database* di partenza utilizzando l'applicativo **li.Caspita.avx** (versione 1.0.6) fornito da Regione Lombardia.

Si tratta di un applicativo di gestione delle indagini geologiche in ambiente associato ArcView – Access.

La compilazione del *database* stratigrafico è gestita, a partire dall'apertura del progetto "caspita.apr", mediante l'accesso a diverse *dialog* di inquadramento a crescente scala di dettaglio (Fig. 15) che consentono l'inserimento, lo spostamento e la cancellazione utilizzando alcuni pulsanti interattivi (Fig. 16).

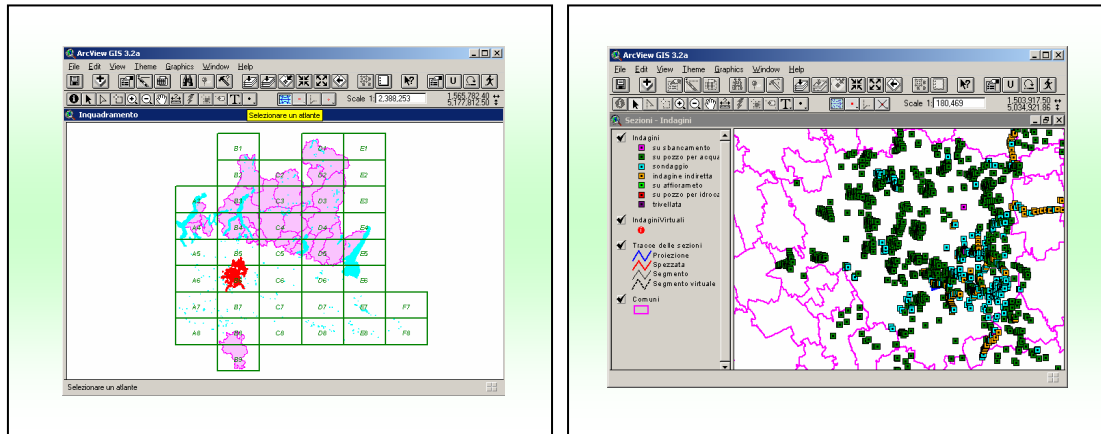


Fig. 15. Dialog d'inquadramento a diversa scala di dettaglio dell'applicativo **li.Caspita.avx**.

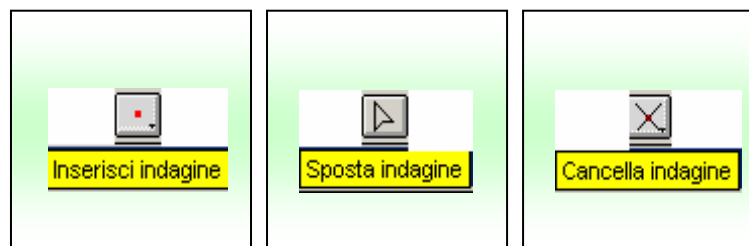
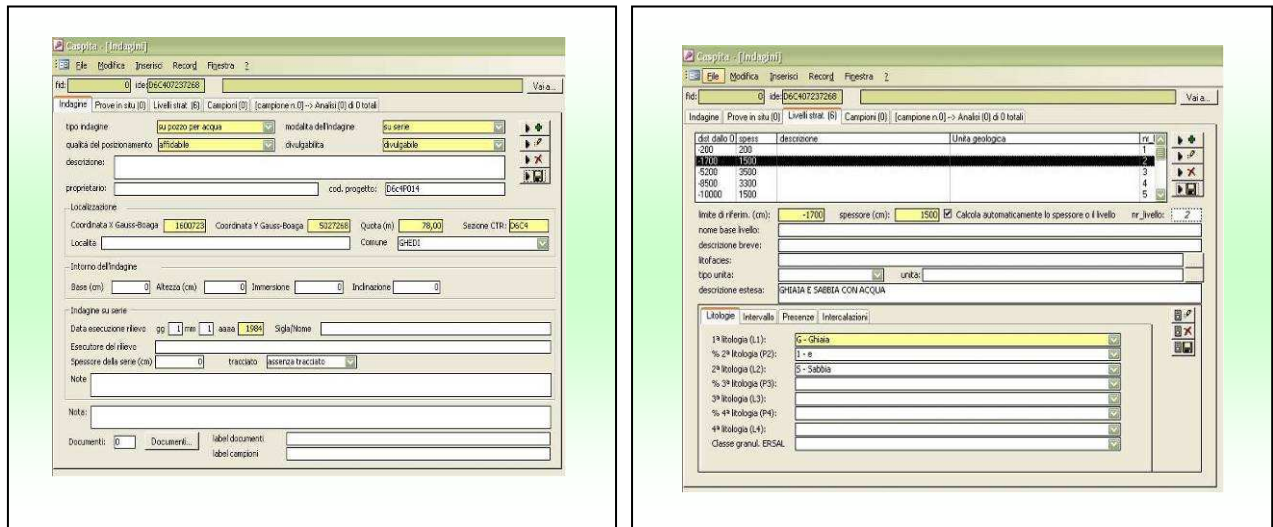


Fig. 16. Pulsanti interattivi dell'applicativo **li.Caspita.avx**

Creata l'indagine nel *database*, il sistema permette di compilare la pagina principale contenente le caratteristiche generali della stratigrafia e passare successivamente all'operazione di inserimento dei dati stratigrafici attraverso la compilazione di maschera Access (Fig. 17) che permette di indicare la profondità di base del livello cui si fa riferimento, la descrizione estesa della litologia che compare sul formato originale del dato e la sua codifica secondo la tabella standardizzata fornita da Regione Lombardia (Tabella 1).

Fig. 27. Maschera principale e dei livelli stratigrafici di *Caspita*.

L1	<p>Prima litologia: la prima voce della descrizione litologica dell'intervallo. Le litologie vanno descritte in ordine di importanza (= quantità).</p> <p>Le sigle da utilizzare sono le seguenti:</p> <p>G Ghiaia GB Blocchi, trovanti, erratici GC Ciottole GG Ghiaietto GM Massi GP Sassi, materiale lapideo GZ Materiale grossolano s.l. G1 Ghiaia molto grossolana G2 Ghiaia grossolana G3 Ghiaia media G4 Ghiaia fine G5 Ghiaia finissima S Sabbia SZ Materiale sabbioso s.l. (tufo, sabbione, sabbietta, ecc.) S1 Sabbia molto grossolana, sabbia granosa S2 Sabbia grossolana S3 Sabbia media S4 Sabbia fine S5 Sabbia finissima A Argilla L Limo M Materiale fangoso MT Terra MZ Materiale fine s.l. T Terreni di origine organica PC Carbone PL Lignite PO Materiale organico PT Torba B Materiale roccioso del substrato C Ceppo Z Altro ZD Discarica di rifiuti ZM Mattoni, laterizi</p>
-----------	---

	ZR Terreno di riporto, massicciata stradale, materiale di riporto ZS Suolo, terreno vegetale ZZ Informazione non disponibile (recupero mancato, dato illeggibile)
L2	Seconda litologia: seconda voce nella descrizione litologica dell'intervallo stratigrafico (utilizzare i codici descritti per il campo L1)
P2	Presenza percentuale: quantità percentuale della seconda litologia rispetto alla prima, cercando di interpretare la descrizione originaria il meno possibile. 1 "e" 2 "con" 2z "molto abbondante", "abbondante", "molto-oso", "fortemente -oso" 3 "-oso" 4 "debolmente-oso" 4z "subordinato", "poco-oso", "leggermente-oso", "un po' -oso", "con tracce di", "raro", "scarso", "con qualche", "e poco", "in scarso" 5z "sparso", "localmente", "a tratti" 6 "variabile" 7 "matrice di", "rivestito da" 8 "con scheletro" 9 "con presenza di", "misto a", "inglobante"
L3	Terza litologia: terza voce nella descrizione litologica dell'intervallo stratigrafico (utilizzare i codici descritti per il campo L1)
P3	Presenza percentuale: quantità percentuale della terza litologia (utilizzare i codici descritti per il campo P2)
L4	Quarta litologia: quarta voce nella descrizione litologica dell'intervallo stratigrafico (utilizzare i codici descritti per il campo L1)
P4	Presenza percentuale: quantità percentuale della quarta litologia (utilizzare i codici descritti per il campo P2)
COL	Colore presente nell'intervallo (Utilizzare fino a 4 caratteri): P Arancio A Azzurro F Bianco B Blu I Chiaro Y Giallo, giallastro, giallognolo G1 Grigio chiaro G2 Grigio scuro, cinereo, cenere G Grigio, grigiastro M1 Marrone chiaro M2 Marrone scuro M Marrone, Bruno H Nero N Nocciola O Ocra S Rosa R Rosso, rossastro, rossiccio 2 Scuro V1 Verde chiaro V2 Verde scuro V Verde, verdastro, oliva L Viola, violaceo
C	Grado di cernita dell'intervallo: 1 Elementi mal selezionati 2 Elementi moderatamente selezionati 3 Elementi ben selezionati 4 Elementi "puliti"
Li1	Prima litologia intercalata (utilizzare i codici descritti per il campo L1)
Li2	Seconda litologia intercalata (utilizzare i codici descritti per il campo L1)
Pi2	Presenza percentuale: quantità percentuale della seconda litologia intercalata (utilizzare i

	codici descritti per il campo P2)
Li3	Terza litologia intercalata (utilizzare i codici descritti per il campo L1)
COLI	Colore delle intercalazioni (utilizzare i codici descritti per il campo C)
TK	Spessore intercalazioni: spessore delle intercalazioni nell'intervallo, se l'indicazione è quantitativa indicare il numero. C Centimetrico D Decimetrico L Discreto, livelli, lenti M Millimetrico P Potente, spesso S Limitato, livelli sottili, lenticelle V Molto limitato, veli sottili
F	Frequenza intercalazioni: quantità di intercalazioni nell'intervallo, se l'indicazione è quantitativa indicare il numero. F Frequenti M Mediamente frequenti R Rari, locali
Aq	Umidità, presenza di acqua nell'intervallo A Presente B Scarsa, lieve C Media D Abbondante E Molto abbondante, imbibito, saturo F Venuta di falda G Venuta idrica alla base dell'intervallo H Assente K Venuta idrica a diversi livelli M Gas
PI	Plasticità: grado di consistenza, plasticità dell'intervallo A Tenera, molto tenera, molle, molto molle B Plastico tenera C Plastica, consistenza media D Plastico dura E Dura, compatta, consistente
Cc	Concrezioni calcaree: A Presente B Raro, scarso, medio C Abbondante, molto abbondante
Cm	Cementazione: A Presente B Raro, scarso, medio C Abbondante, molto abbondante
Rv	Resti vegetali: A Presente B Raro, scarso, medio C Abbondante, molto abbondante
Fs	Fossili: A Presente B Raro, scarso, medio C Abbondante, molto abbondante

Tabella 1. Codifica della descrizione litologica proposta da Regione Lombardia per la compilazione del database stratigrafico.

L'aggiornamento finale della banca dati annovera oltre 1300 indagini distribuite sul territorio d'interesse per questo studio.

2.4. Creazione di sezioni stratigrafiche

Un importante fattore di complicazione che ha preceduto tutti i passaggi lavorativi di questo lavoro è rappresentato dai diversi sistemi di riferimento adottati da Regione Lombardia e Regione Emilia-Romagna (Gauss-Boaga nel primo caso, UTM nel secondo) e dai diversi sistemi forniti per la realizzazione delle sezioni. Per questo motivo, in alcuni casi si è reso necessario convertire le coordinate a mezzo di specifici sistemi informatici ma, molto più spesso, la realizzazione delle sezioni è avvenuta in progetti di ArcView distinti, con unione dei risultati solo in ultima analisi.

In particolare, per la realizzazione delle sezioni ricadenti nel territorio lombardo, è stato utilizzato l'applicativo **li.urca.avx** fornito da Regione Lombardia, che permette la consultazione e la gestione di indagini, prove, sezioni e superfici geologiche in ambiente associato ArcView – Access.

La procedura di apertura dell'applicativo è del tutto analoga a quella di **li.Caspita.avx**.

Sulla vista di apertura (Fig. 17) è possibile accedere allo *shape* "Indagini" in cui sono contenuti i dati stratigrafici precedentemente caricati nel *database*, selezionare quelli necessari alla creazione della sezione e tracciare la direttrice della stessa. Su questa vengono proiettati secondo la normale i dati selezionati e, in una vista successiva, vengono restituite le colonne stratigrafiche (Fig. 18).

La restituzione grafica rispetta la quota della bocca pozzo delle stratigrafie inserita nel *database* in termini di altitudine sul livello del mare e la distanza relativa che intercorre tra le proiezioni delle indagini in pianta.

Al fine di limitare le possibili distorsioni geometriche dei corpi sepolti dovute alla proiezione delle stratigrafie sulla traccia, per ogni direttrice di sezione sono stati selezionati unicamente dati ricadenti in un intorno non superiore a 1 km.

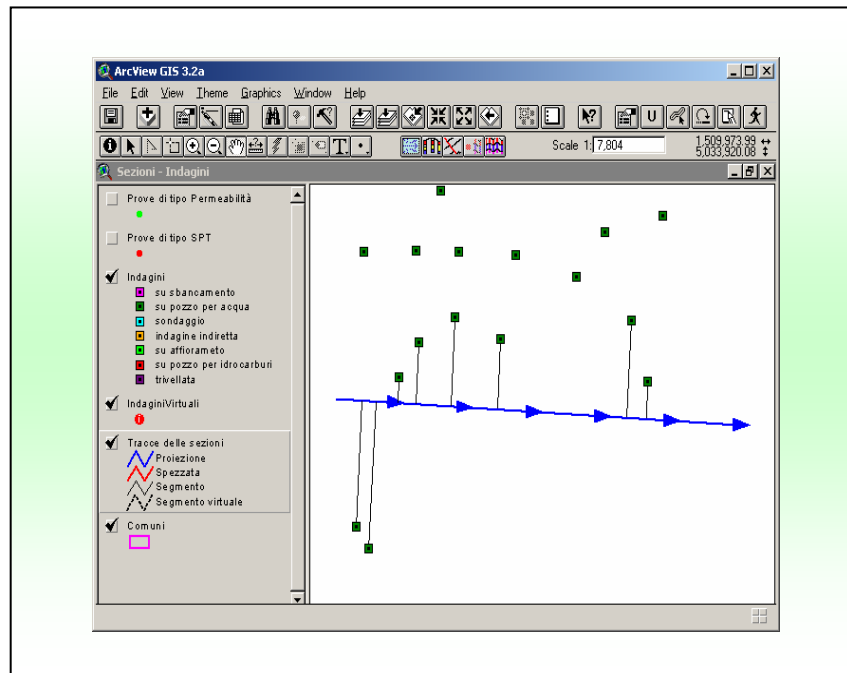


Fig. 17. Proiezione delle indagini sulla traccia della sezione.

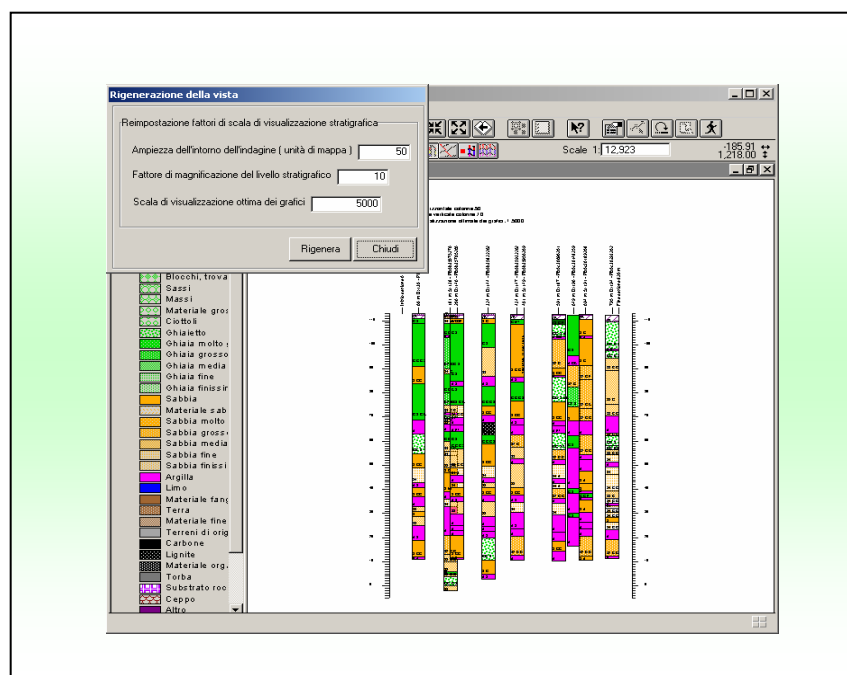


Fig. 18. Restituzione grafica delle stratigrafie selezionate sulla sezione generata.

Sulla vista della sezione è possibile tracciare le linee di correlazione sotto forma di *shape* ed aggiungere qualsiasi *graphic* si desideri, ma l'applicativo non consente il salvataggio della vista; quindi, ogni volta che viene chiuso, le informazioni grafiche sono perdute.

Per ovviare a questo scomodo inconveniente tutte le sezioni generate sono state introdotte come Viste separate in un nuovo progetto (**Tesi.apr**), con possibilità di salvataggio di tutte le modifiche. Questo però ha comportato la perdita degli scalimetri laterali, ed il necessario riposizionamento manuale.

L'assetto lavorativo proposto da Regione Emilia-Romagna per la creazione delle sezioni in ambiente ArcView presenta decisamente minori difficoltà, anche se non risulta possibile aggiungere dati stratigrafici direttamente nella banca dati fornita dalla Regione.

La procedura prevede la selezione delle prove sulla mappa di ubicazione contenuta nel progetto **rer.apr** attraverso il pulsante “seleziona stratigrafie” e la scelta della traccia su cui proiettare le indagini scelte (Fig. 19).

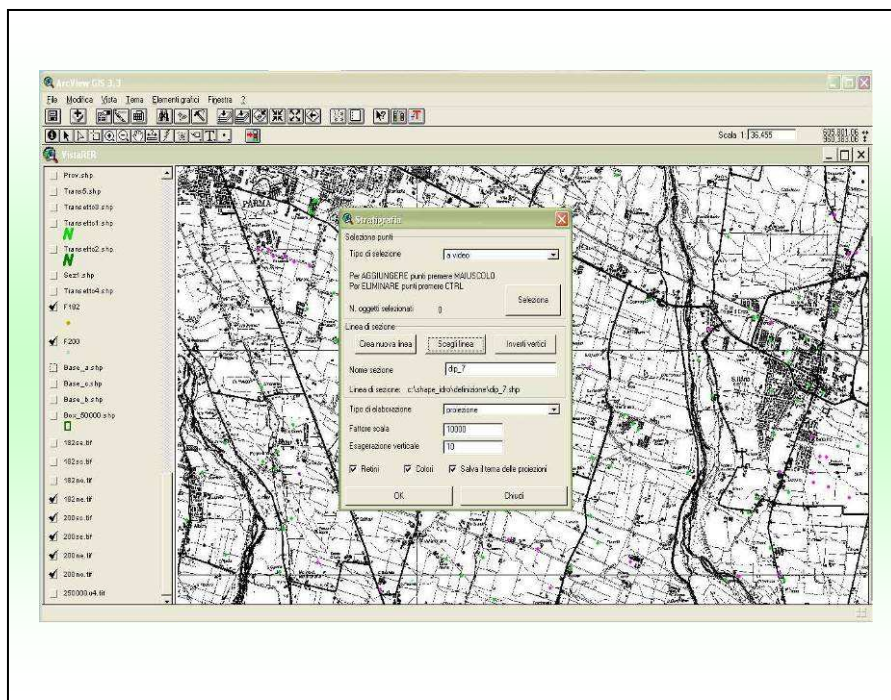


Fig. 19. Dialog di partenza per generare sezioni in **rer.apr**.

Cliccando sul tasto “ok” viene generata la vista con le stratigrafie. Su questa è possibile operare qualsiasi modifica ad eccezione della variazione della legenda con cui compaiono le

litologie. Le stratigrafie emiliano-romagnole, infatti compaiono in forma di *graphic* dotati di retini che descrivono la litologia secondo la legenda proposta dalla Regione stessa.

Ottenute tutte le sezioni secondo il sistema proposto da Regione Lombardia per il territorio lombardo e quello di Regione Emilia-Romagna per la relativa zona di competenza, si è resa necessaria l'unione di alcuni tratti di sezione a cavallo del limite regionale. Questa operazione è stata possibile caricando gli *shape* dei tratti di sezione in questione sul progetto **Tesi.apr** e affiancandone manualmente uno all'altro. Si è cercato di ridurre al minimo l'errore di posizionamento effettuando l'operazione alla scala di massimo dettaglio possibile.

Per omogeneizzare i dati litologici è stata creata una legenda unificata (Fig. 20) in toni di grigio e retini specifici, così da visualizzare le stratigrafie in modo completo. Questa operazione è stata eseguita automaticamente caricando la legenda per gli *shape* dei pozzi lombardi, mentre per quelli emiliano-romagnoli si è dovuto procedere selezionando ad uno ad uno i livelli e modificandone l'aspetto attraverso la finestra di dialogo grafica.

Successivamente, per completezza, su ogni sezione sono stati selezionati tutti i livelli dei pozzi lombardi che presentassero una litologia composita (es. sabbie limose, limi sabbiosi, argille torbose, torba con ghiaia, ecc.), sono stati convertiti in nuovi *shape file* distinti per il tipo di seconda litologia e aggiunti alla vista della sezione rispettando la legenda unificata.

Anche per i pozzi emiliano-romagnoli è stata messa in evidenza la seconda litologia consultando le etichette di testo presenti sui *graphycs* dei livelli litologici e aggiungendo i retini opportuni.

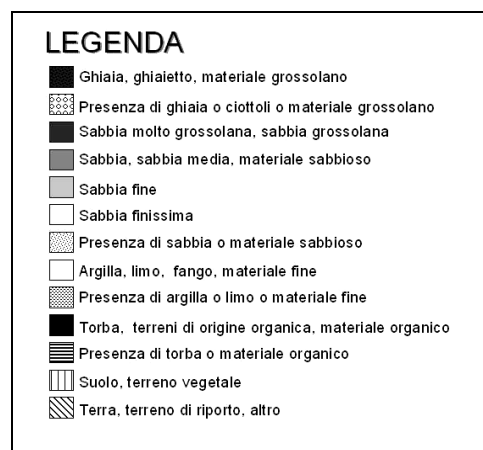


Fig. 20. Legenda litologica utilizzata nella costruzione delle sezioni.

Sulle viste complete si è poi proceduto a disegnare le superfici guida (discontinuità “gialla” e “rossa”). Ai differenti corpi sedimentari sabbiosi è stato attribuito un colore specifico a seconda dell'unità stratigrafica (sintema e sequenza) di appartenenza. Sono inoltre stati riportati la superficie topografica tramite la congiunzione di tutte le bocche-pozzo, la toponomastica e le intersezioni con le altre sezioni, la scala orizzontale ed il nominativo della sezione (Fig. 29).

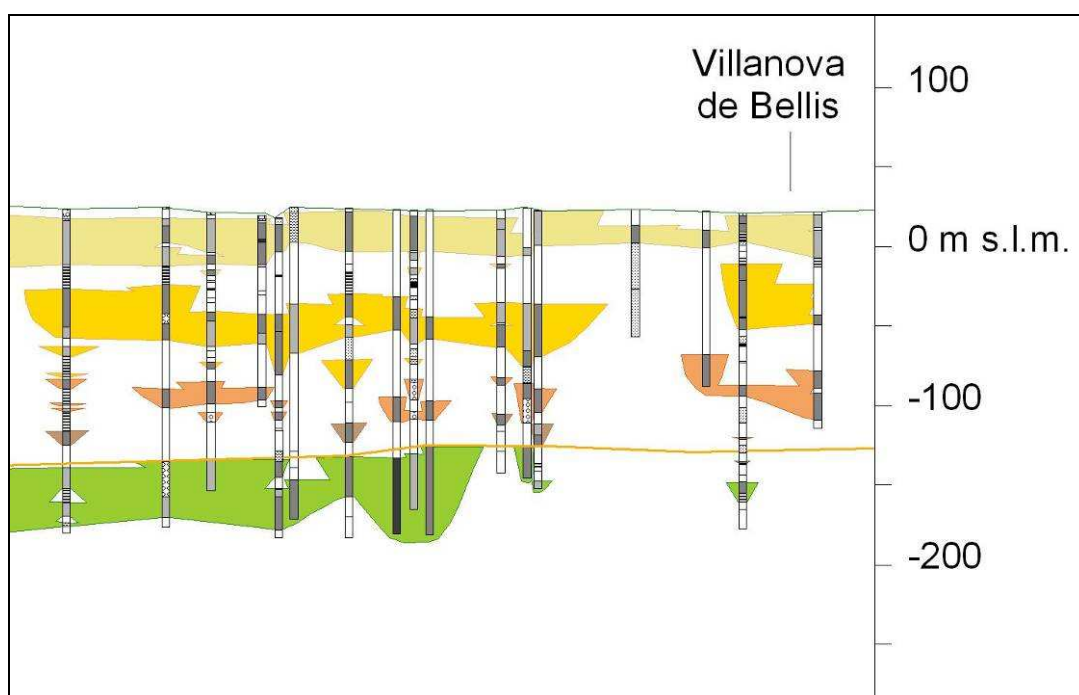


Fig. 21. Dettaglio della Sezione C.

I dati relativi all'andamento delle superfici basali dei Gruppi Acquiferi A e B (rispettivamente linea gialla e rossa nelle sezioni riportate nei capitoli successivi) sono stati forniti, come anticipato, da Regione Emilia-Romagna e Regione Lombardia. Questi dati sono stati utilizzati per la compilazione delle sezioni di questa tesi e parzialmente modificati in seguito alla pubblicazione di una parziale revisione contenuta nel lavoro di Molinari *et al.* (2007) relativo al sottosuolo di Ferrara. Per agevolare la ricostruzione stratigrafica di queste superfici si è reso necessario duplicare e modificare i dati vettoriali originali, ridisegnando l'andamento del limite basale nell'area ferrarese.

2.5. Analisi radiometriche e polliniche

Alcuni tra i numerosi sondaggi a carotaggio continuo presi in considerazione per questa tesi, sono stati campionati *in situ* e sottoposti a datazione utilizzando il metodo del ^{14}C . Tutti i campioni sono stati raccolti in corrispondenza degli orizzonti fini maggiormente ricchi in sostanza organica, talvolta con presenza di resti vegetali anche di notevoli dimensioni. Ogni campione è stato conservato in sacchetti di plastica sui quali sono stati riportati i riferimenti al sondaggio di appartenenza e la profondità di campionamento.

Il materiale raccolto è stato analizzato da ENEA (Roma) applicando il metodo tradizionale che consiste nel conteggio, effettuato in un contatore, delle particelle β emesse dal ^{14}C contenuto nel campione. I dati radiometrici riportati in questa tesi sono stati forniti direttamente dalla Regione Emilia-Romagna.

Sui campioni prelevati dal sondaggio MN1 sono state eseguite anche le analisi polliniche dirette dalla Dott.ssa Marianna Ricci Lucchi del Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università di Bologna.

La campionatura ha riguardato gli intervalli a granulometria fine (argillosi e torbosi) e alcuni orizzonti siltoso-sabbiosi, dove il polline potenzialmente è preservato. Si è cercato di mantenere una spaziatura di 50-100 cm tra ogni campione, ma a causa della presenza di spessi corpi sabbiosi, il campionamento è risultato comunque disomogeneo. Sono stati raccolti circa trenta di campioni, tali da consentire la ricostruzione della storia vegetazionale e paleoclimatica della successione analizzata.

I campioni sono stati prima essiccati in stufa a 50°C per una notte e poi pesati in quantità variabile da 2 a 5 g. Sono stati successivamente sottoposti a trattamento chimico in modo da eliminare la sostanza organica ed inorganica in eccesso e concentrare il più possibile la frazione pollinica. Questa operazione è avvenuta nel Laboratorio Incoerenti del Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università di Bologna. Nel dettaglio, sono stati utilizzati HCl (20%) per rimuovere il carbonato di calcio, HF (40%) a freddo per eliminare i minerali silicei e NaOH (10%) a caldo per la distruzione della matrice organica e la dissoluzione degli acidi umici colloidali. Infine, i campioni sono stati filtrati a $10\text{ }\mu\text{m}$ e conservati in glicerina.

I campioni sono stati successivamente sottoposti ad osservazioni microscopica, che ha permesso di riconoscere i *taxa* presenti e calcolarne la concentrazione pollinica. Quest'ultima corrisponde al numero di granuli di polline per grammo di sedimento ed è stata calcolata utilizzando un numero noto di spore di *Lycopodium*, introdotto nel campione sotto forma di pastiglie.

I risultati ottenuti sono stati riportati in un diagramma contenuto in Figura 25 sul quale sono state espresse le percentuali di AP (*Arboreal Pollen*), distinti in cinque gruppi, e NAP (*Non Arboreal Pollen*), distinti in tre gruppi secondo lo schema riportato in Fig. 22.

	Groups	Components
AP	<i>Quercus</i>-group	<i>Acer, Betula, Buxus, Carpinus betulus, Corylus, Fraxinus, Ostrya, Quercus, Quercus ilex, Tilia, Ulmus, Zelkova</i>
	Mountain trees	<i>Abies, Picea, Fagus</i>
	<i>Alnus</i>-group	<i>Alnus, Salix</i>
	<i>Pinus</i>	<i>Pinus undiff.</i>
	Pioneer shrubs	<i>Ephedra cf. distachya, Ephedra cf. fragilis, Hippophae cf. rhamnoides, Juniperus type</i>
NAP	Ubiquitous herbs	Apiaceae, Asteraceae/Asteroideae, Asteraceae/Cichorioideae, <i>Campanula</i> , Caryophyllaceae, <i>Centaurea</i> , Cruciferae, Ericaceae, Fabaceae, <i>Filipendula</i> , <i>Geranium</i> , <i>Helianthemum</i> , cf. <i>Lamium</i> , Liliaceae, cf. <i>Linaria</i> , Plantago, Primulaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Rubiaceae (<i>Galium</i>), <i>Rumex</i> , <i>Thalictrum</i> , cf. <i>Thymus</i>
	Poaceae	Poaceae undiff.
	<i>Artemisia</i>-group	<i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae

Fig. 22. Composizione dei gruppi AP (*Arboreal Pollen*) e NAP (*Non Arboreal Pollen*) (schema classificativo fornito da Marianna Ricci Lucchi, comunicazione personale).

Come si nota dalla Figura 22, all'interno del gruppo AP, il termine "*Quercus-group*" corrisponde a specie arboree decidue di clima caldo-umido dominate dalla quercia; il termine "*mountain trees*" indica *taxa* presenti ad altitudini superiori a 1500 m in condizioni di clima freddo-umido; "*Alnus-group*" è costituito da alberi che si sviluppano in ambiente fluviale in suoli frequentemente inondati, come *Alnus* (in genere dominante) e *Salix*; il termine "*Pinus*" è rappresentato da specie indifferenziate di pini; il termine "*pioneer shrubs*" comprende *taxa* come *Ephedra*, *Juniperus* e *Hippophae*, considerate importanti specie pioniere indicatrici di condizioni glaciali.

Il gruppo dei NAP, invece, include specie erbacee ubiquitarie, *Poaceae* tipiche di terreni erbosi umidi e *Artemisia-group* cui corrispondono *taxa* tipici di ambiente steppico secco e freddo.

2.6. Log Gamma Ray (GR Log)

Al fine di sperimentare questa tecnica esplorativa e poterla applicare, per esempio, anche in pozzi per acqua privi di stratigrafia in contesti geologici poco chiari o sconosciuti, Regione Lombardia ha messo a disposizione la strumentazione occorrente per effettuare un Log Gamma Ray (GR Log) sul sondaggio MN1 in fase di esecuzione. I risultati della prova sono riportati in Figura 33.

Questo tipo di indagini geofisiche misura la radioattività naturale degli strati, ossia l'emissione spontanea di onde elettromagnetiche ad alta frequenza (radiazioni gamma) da parte di elementi radioattivi come ^{40}K , U, Th. Questi elementi sono concentrati maggiormente negli orizzonti argillosi e quindi l'intensità della radiazione gamma registrata è proporzionale al contenuto in argilla del livello stratigrafico corrispondente.

La strumentazione utilizzata consiste in una sonda tubolare di 42 mm di diametro, che contiene un rilevatore di raggi gamma costituito da cristalli di Na e un trasduttore che converte il segnale e lo trasmette in superficie al PC interfacciato. Il sistema è alimentato da una normale batteria automobilistica a 12V/DC ed è completato da un argano a mano con 300 m di cavo di 5 mm di diametro con anima in acciaio e da un tamburo con misuratore di profondità, anch'esso collegato al *computer* di lettura. La registrazione restituisce i valori della radiazione gamma naturale totale in unità API (*American Petroleum Institute*) accettate come *standard* internazionale di riferimento per calibrare la strumentazione ed è definita, nei pozzi di prova API all'Università di Houston – Texas, come 1/200 dell'escursione della curva al passaggio da zone di emissione “bassa” ad “elevata” (Fanetti, 2000; Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002). Vengono inoltre registrati in continuo i valori della velocità di spostamento della sonda che condizionano la risoluzione dei risultati: questa infatti dipende dalla regolarità con cui viene introdotta la sonda nel foro; quindi, per esempio, velocità realistiche di discesa dell'ordine di 6-7 m/min consentono di risolvere orizzonti di circa 10 cm di spessore.

CAPITOLO 3

FACIES DEPOSIZIONALI QUATERNARIE DEL BACINO PADANO

Negli ultimi venti anni studi di dettaglio condotti su numerosi sondaggi a carotaggio continuo hanno messo in luce le caratteristiche sedimentologiche della successione tardoquaternaria emiliano-romagnola sia nella zona del margine appenninico (Amorosi & Farina, 1995; Amorosi *et al.*, 2001; Regione Emilia-Romagna, 2002; Amorosi & Colalongo, 2005), che in aree costiere (Rizzini, 1974, Bondesan *et al.*, 1995; Amorosi *et al.*, 1999, 2004; Molinari *et al.*, 2007; Amorosi, 2008). Al contrario, nessun lavoro si è occupato della descrizione in termini di *facies* dei depositi di pianura alluvionale maggiormente presenti nella parte centrale del bacino, in prossimità del corso del Fiume Po. Uno degli obiettivi di questo lavoro è quello di colmare questo vuoto di conoscenza attraverso la documentazione dei caratteri sedimentologici del Sintema Padano Superiore anche nel settore assiale del Bacino Padano.

La caratterizzazione sedimentologica di questa successione nella zona centrale della Pianura è stata possibile grazie allo studio di *facies* condotto su di una serie di sondaggi a carotaggio continuo, tre dei quali spinti a profondità superiore a 100 metri. I dati relativi alla maggior parte dei sondaggi, che ricadono nella bassa pianura parmense e reggiana, sono stati acquisiti nel corso degli ultimi cinque anni dal Servizio Geologico, Sismico dei Suoli della Regione Emilia-Romagna nell'ambito del progetto di cartografia CARG e concessi gentilmente dal Dr. Raffaele Pignone per l'esecuzione di questo studio. Un'eccezione è costituita dal sondaggio MN1, eseguito nella bassa pianura mantovana sotto la direzione del Prof. Alessandro Amorosi dell'Università di Bologna, la cui ubicazione, all'incrocio di due sezioni (Fig. 24), è stata definita con il doppio obiettivo di fornire un contributo alla caratterizzazione di *facies* e alle correlazioni stratigrafiche in quel settore del Bacino Padano. Di quest'ultimo sondaggio ho personalmente curato la descrizione stratigrafica e di *facies*, oltre alla campionatura degli intervalli da sottoporre ad analisi.

Questi sondaggi svolgono un ruolo fondamentale nel quadro generale di ricostruzione stratigrafica, in quanto fungono da elementi cardine per la caratterizzazione sedimentologica delle unità stratigrafiche riconosciute mediante correlazione di dati di pozzo (v. Cap. 4). Non essendovi coincidenza tra gli scopi di questo lavoro e le ragioni che hanno spinto all'acquisizione della maggior parte delle carote, i dati a disposizione presentano una distribuzione disomogenea rispetto alle tracce di sezione che, diversamente, interessano una porzione consistente della Pianura Padana (Fig. 35). La caratterizzazione delle *facies* per le aree marginali del bacino attraversate dalle sezioni (zone di conoide e di piana costiera), è in questo studio riportata sulla base dei contenuti degli studi sopra citati e brevemente ripresi nel paragrafo successivo.

3.1. Depositi di conoide alluvionale: studi pregressi

Il margine meridionale del Bacino Padano è interessato dalla presenza della fascia dei conoidi appenninici. In particolare, nelle zone apicali dei conoidi maggiori, come ad esempio quelli del fiume Secchia, Panaro e Reno, a partire dal piano campagna e per decine di metri in sottosuolo, si rinvennero corpi ghiaiosi di canale fluviale con elevatissimo grado di amalgamazione verticale e laterale, spesso affioranti a causa del limitato tasso di subsidenza naturale caratteristico dell'area. Procedendo verso valle lo spessore dei corpi di conoide aumenta ed essi si presentano costituiti da alternanze cicliche di depositi fini e grossolani (Regione Emilia-Romagna, 2002) in cui si possono distinguere:

- una porzione basale costituita da alcuni metri di limi più o meno argillosi e ricchi in sostanza organica attribuibili a facies di piana alluvionale, cui sono associati, verso est, depositi lagunari e costieri;
- una porzione intermedia spessa varie decine di metri e costituita da livelli sottili di limi alternati a sabbie e/o argille attribuibili ad episodi di tracimazione e comprendenti corpi più o meno isolati di ghiaie di canale fluviale;
- una porzione sommitale costituita da sedimenti ghiaiosi di canale fluviale amalgamati orizzontalmente e verticalmente costituenti i lobi di conoide alluvionale in senso stretto, il cui spessore è generalmente compreso entro una decina di metri e la cui persistenza laterale tendenzialmente supera i 20-30 km.

Allontanandosi dalla catena l'architettura stratigrafica, pur mantenendo la caratteristica ciclicità deposizionale, si modifica in modo sostanziale e le porzioni ghiaiose lateralmente persistenti ed affioranti vengono sostituite da corpi sabbiosi spesso isolati, nastriformi e concentrati al tetto di una successione prevalentemente argilloso-limosa.

Sulla base delle analisi sedimentologiche condotte sul sondaggio 221-P515 realizzato nel sottosuolo di Bologna e spinto fino a 300 m di profondità, Amorosi *et al.* (2001) mostrano come le *facies* di canale fluviale in questa area siano costituite prevalentemente da ghiaie e sabbie grossolane che si impostano con base erosiva su depositi più fini e che danno origine a tipiche sequenze granulometriche positive (FU). Il passaggio alle *facies* di piana inondabile sovrastanti è generalmente netto. Queste ultime sono a loro volta costituite da spessi pacchi di silt ed argilla di colore generalmente grigio, con localizzate e sottili intercalazioni sabbiose e frequenti frammenti di origine vegetale.

3.2. Depositi di piana costiera: studi pregressi

A partire dagli anni Settanta i depositi tardopleistocenico-olocenici dell'area costiera adriatica sono stati oggetto di studi di approfondimento (Rizzini 1974; Trincardi, 1994; Bondesan *et al.*, 1995; 1999) che ne hanno messo in luce la caratteristica tendenza trasgressivo-regressiva, determinata dalla sovapposizione di depositi litorali e marino-marginali olocenici sovrastanti monotone successioni alluvionali di età pleistocenica.

Recentemente, nell'area romagnola Amorosi *et al.* (1999) distinguono, sulla base di analisi di carote, quattro *litofacies* all'interno dei depositi pleistocenici di piana alluvionale che, in linea generale sono costituiti da argille e limi argillosi, con locale presenza di corpi sabbiosi e frequente indicazione di esposizione subaerea con sviluppo di paleosuoli e strutture pedogenetiche. Queste unità, nelle zone costiere più interne, passano verso l'alto a depositi di retrobarriera tipicamente argilloso-limosi e ricchi in materiale organico (depositi di palude e laguna) che, al tetto, sono troncati da una superficie erosiva che segna il passaggio a depositi trasgressivi di spiaggia costituiti da sottili corpi di sabbie finissime e fini e/o siltose. Questi orizzonti secondo gli stessi Autori sono associabili ad ambienti ad elevata energia spesso dominati da tempeste, come confermato dalla ricca presenza di frammenti di gusci. Le caratteristiche sedimentologiche e gli spessori molto spesso esigui rendono queste associazioni di *facies* difficilmente individuabili e preservabili nelle stratigrafie di pozzo.

Al di sopra di questi si trovano in genere depositi di mare basso, rappresentati da argille, argille siltose e sabbie finissime di colore grigio con localizzati arricchimenti in fossili che spesso forniscono informazioni sulle condizioni di salinità delle acque al momento della deposizione. Infine, verso l'alto si rinvencono, nelle aree costiere più interne, depositi argillosi ricchi in materiale organico, frammenti vegetali e livelli torbosi associabili ad ambienti di palude e/o laguna che, verso mare, passano a *facies* di spiaggia tipicamente costituite da sabbie da fini a grossolane con presenza anche di ghiaia che mostrano spessori importanti (5-15 m) e persistenza laterale significativa. Si tratta dell'associazione di *facies* meglio riconoscibile nelle stratigrafie di pozzo, poiché gli spessori considerevoli ne permettono l'identificazione anche da parte di personale poco esperto.

Nell'area ferrarese, oggetto di un approfondimento di dettaglio condotto da Regione Emilia-Romagna, Provincia di Ferrara e Università di Ferrara, Molinari *et al.* (2007) identificano all'interno del Gruppo Acquifero A (corrispondente al Sintema Padano Superiore di questo lavoro) depositi di ambiente fluvio-deltizio di origine padana, litorali e marini che danno origine ad una ciclicità deposizionale ben riconoscibile. In particolare, sulla base dell'analisi di *facies* condotta su diversi sondaggi a carotaggio continuo, questi Autori affermano che i complessi

acquiferi più antichi, A4 e A3 (corrispondenti alle omologhe sequenze di questo lavoro) sono caratterizzati essenzialmente da depositi litorali e marini nei quali si riconoscono orizzonti granulometricamente grossolani di sabbie medie e fini con tipiche sequenze CU attribuibili ad ambienti di fronte deltizio (spessi 15-20 m) e di cordone litorale (spessi 5-10 m) talvolta amalgamati; questi si alternano con unità fini, rappresentate da argille e silt, interpretabili come depositi di laguna, prodelta e piattaforma. I complessi acquiferi più recenti (A2, A1 e A0) sono caratterizzati dall'aggradazione di depositi alluvionali di origine padana e, in alcuni casi, sia padana che appenninica. In questo caso, gli orizzonti più grossolani costituiti da sabbie da fini a grossolane vengono interpretati come depositi amalgamati di riempimento di canale fluviale (lobi fluviali deltizi con spessori di 18-20 m e notevole continuità laterale), mentre gli orizzonti di limi ed argille sono attribuiti ad ambienti di piana alluvionale o deltizia o di palude. Solo nelle porzioni più profonde del Complesso Acquifero A2 (definite Complesso Acquifero A2-II da Molinari *et al.*, 2007) sono stati riconosciuti depositi sabbiosi di origine marina che verso SO passano per eteropia di *facies* a sedimenti di ambiente palustre o lagunare.

3.3. Facies del Bacino Padano centrale: il sondaggio MN1

La realizzazione di questo sondaggio a carotaggio, con metodo *wireline* per una lunghezza totale di 114,5 m, è stata possibile grazie alla collaborazione tra Università di Bologna e Regione Lombardia, che ha curato l'approfondimento degli ultimi metri (Fig. 23).

Sulle carote sono state condotte descrizione litologica, analisi delle *facies*, analisi polliniche, radiometriche e un Log Gamma. Le analisi geochimiche sono tuttora in corso d'opera.

Il sondaggio è stato ubicato nella prima periferia a sud della città di Mantova, zona Migliareto (Fig. 24), ovvero all'incrocio tra le Sezioni C e D di questa tesi.

La sintesi dei risultati è contenuta in Figura 25.

3.3.1. Stratigrafia del sondaggio MN1

Il log litostratigrafico del sondaggio MN1 (Fig. 25) mostra come la successione attraversata sia dominata dall'alternanza in varie proporzioni di depositi fini (argille e limi) e depositi grossolani (sabbie e ghiaie) che, considerata l'assenza di fossili di organismi marini o di ambiente salmastro, è stata attribuita al sistema di pianura alluvionale.

Nella successione sedimentaria attraversata sono state distinte due associazioni di *facies* principali: di piana inondabile (*floodplain*) tipicamente argilloso-limosa e di canale fluviale (*fluvial channel*) costituita da sabbie e ghiaie.

A queste si aggiungono *facies* di argine fluviale (*levee*), di canale di rotta (*crevasse channel*) e ventaglio di rotta (*crevasse splay*).



Fig. 23. Postazione operativa per la realizzazione del sondaggio MN1.

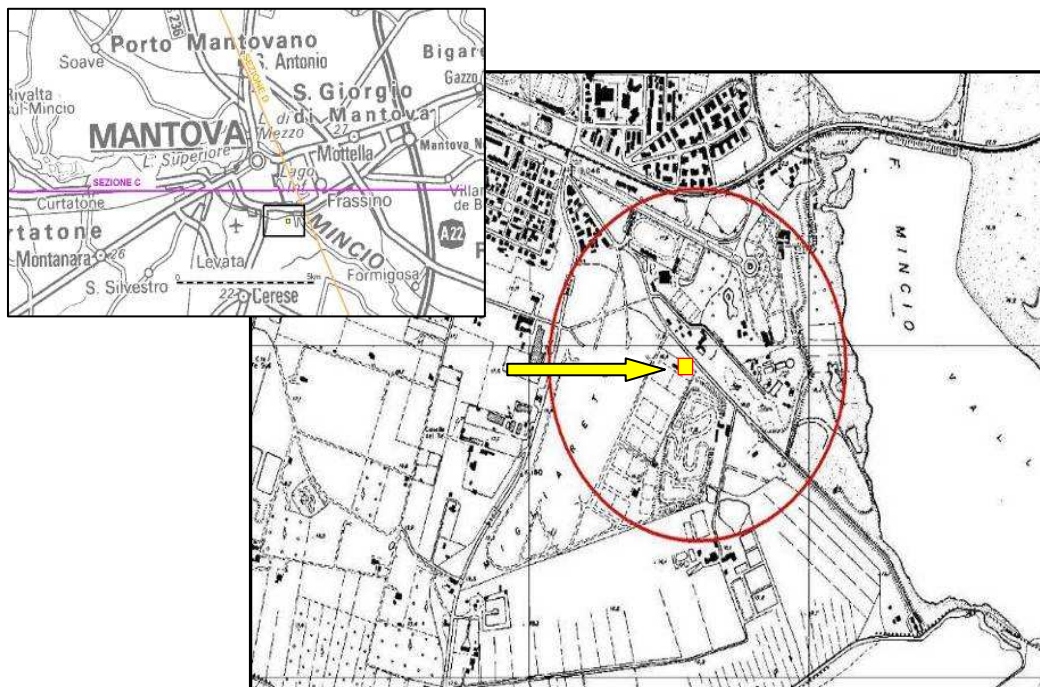


Fig. 24. Ubicazione del sondaggio MN1.

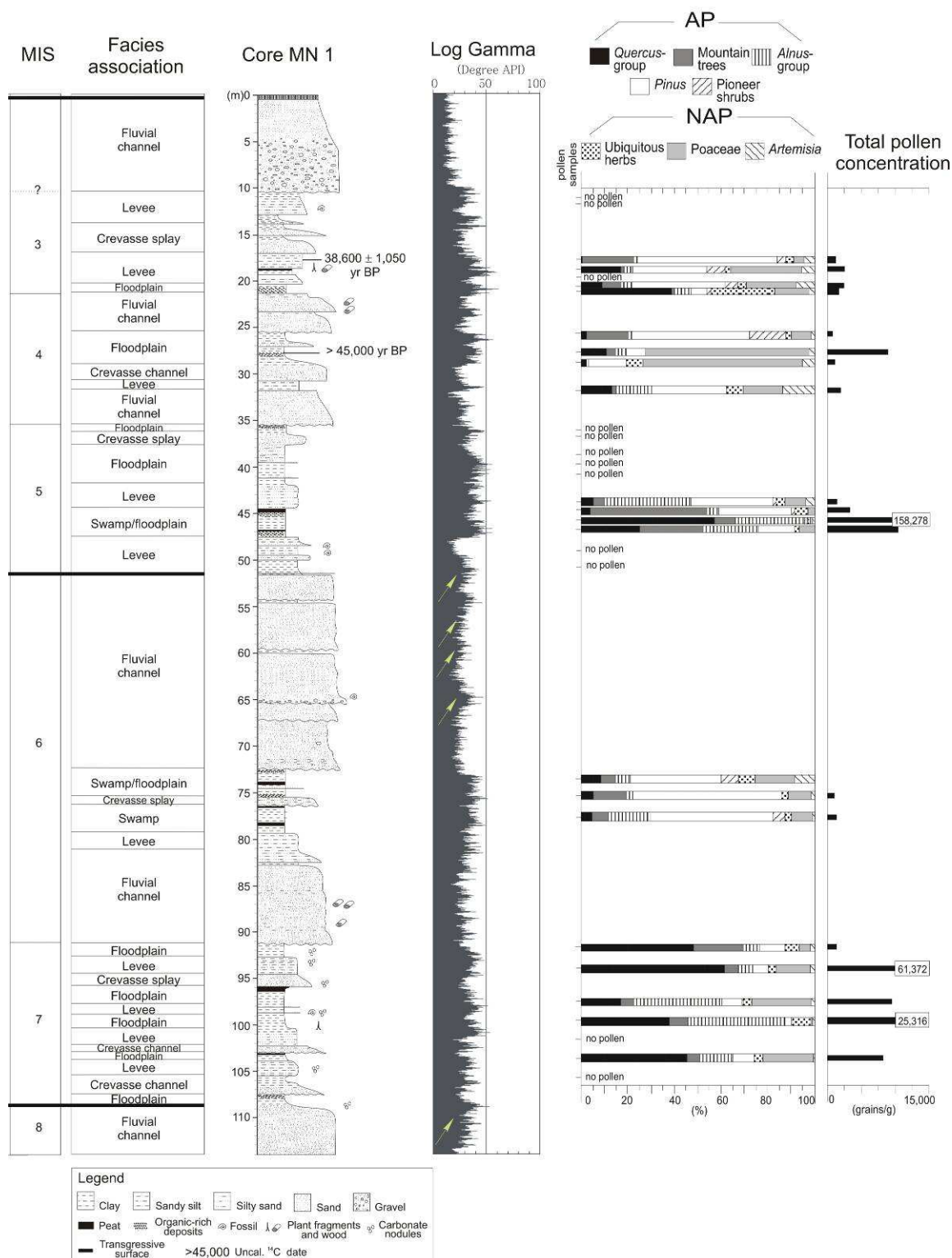


Fig. 25. Stratigrafia, facies, datazioni radiometriche, gamma-ray e spettro pollinico del sondaggio MN1.

Associazione di piana inondabile

Descrizione

L'associazione di piana inondabile (Fig. 26a) è comunemente costituita da una successione omogenea di argille e limi, con subordinate intercalazioni sabbiose. Il colore di questi depositi è grigio-grigio scuro ed è generalmente presente una laminazione piano-parallela.

A vari livelli stratigrafici si registrano arricchimenti in frustoli vegetali e orizzonti torbosi (Fig. 26b). Localmente sono stati osservati gusci di gasteropodi di acqua dolce.

All'interno di questi depositi si notano, inoltre, ritmiche alternanze centimetriche di sabbia fine e *silt* il cui contatto può presentarsi sia netto che graduale. Questi depositi mostrano spesso laminazione piano-parallela e, subordinatamente, laminazione incrociata a piccola scala e a basso angolo.

Sono anche presenti localmente livelli di sabbia fine, con spessori inferiori ad 1 m, caratterizzati da limiti netti e sequenze granulometriche positive. Talvolta sono state osservate anche sequenze granulometriche di tipo *coarsening-upward*.

Interpretazione

La messa in posto di argille e limi massivi, talora pedogenizzati, è caratteristica di ambienti sedimentari a bassa energia dominati da decantazione di sedimento e deboli processi di trazione in cui, occasionalmente, si verificano episodi di esposizione subaerea. Queste condizioni sono tipiche delle piane inondabili e questa associazione di *facies* è principalmente rappresentata da depositi di tracimazione.

Le fitte alternanze sabbia-*silt*, invece, considerata la caratteristica collocazione al tetto dei corpi di canale fluviale e le caratteristiche litologiche, possono essere interpretate come depositi di argine fluviale. I corpi sedimentari sabbiosi con tetto netto e tipiche sequenze granulometriche FU sono interpretabili come *facies* di canale di rotta, mentre, gli orizzonti sabbiosi a tendenza granulometrica CU e che passano verso l'alto a depositi più fini, possono essere attribuiti a ventagli di rotta. I depositi di rotta sono distinti dai corpi di canale fluviale principalmente sulla base del loro esiguo spessore e di una granulometria più fine.

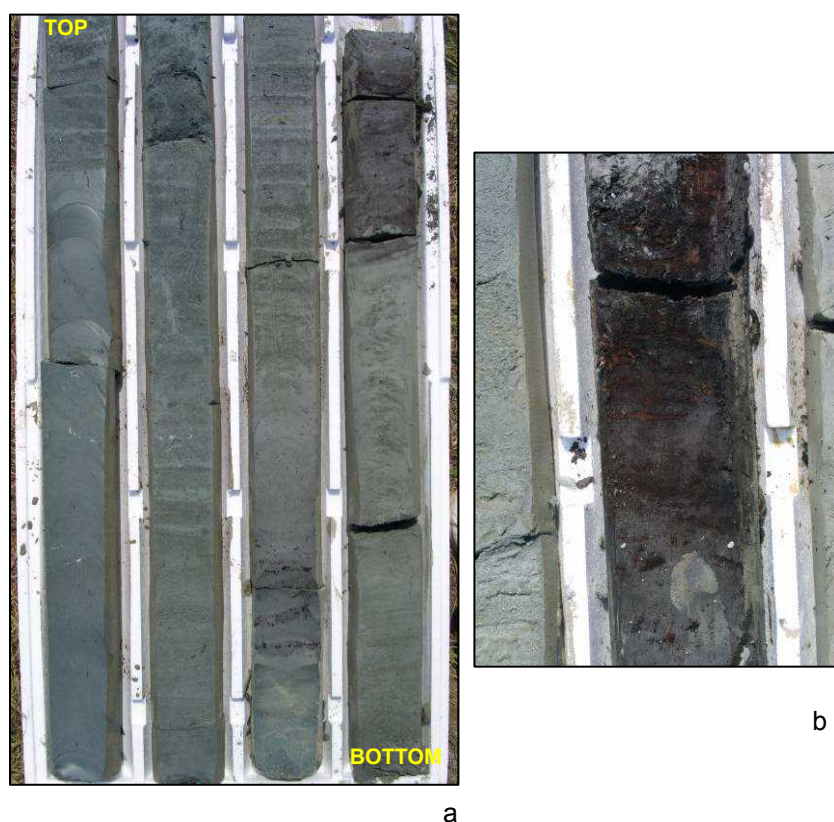


Fig. 26. Esempi di *facies* dal sondaggio MN1. a: depositi di piana inondabile (da 96 a 100 m di profondità). b: particolare di depositi torbosi intercalati ad argille di piana inondabile alla profondità di circa 78,30 m.

Associazione di canale fluviale

Descrizione

L'associazione di *facies* di canale fluviale (Fig. 27a) comprende corpi sedimentari costituiti da sabbie da grossolane a fini, con spessori variabili da 2 a 20 m. Locali arricchimenti in ghiaie si incontrano tra 5 e 10 m di profondità. La base di questi corpi sabbiosi è marcatamente erosiva (Fig. 27b) e tipiche sono le tendenze granulometriche positive. Frequenti sono gli episodi di amalgamazione verticale, testimoniati da superfici erosive che separano diverse sequenze FU che mostrano spesso alla base la presenza di ciottoli o ghiaia (es. tra 52 e 73 m di profondità). La stratificazione, dove preservata dall'azione meccanica del carotiere, è sia incrociata ad alto angolo (Fig. 28a) sia piano-parallela (Fig. 28b). La presenza di argilla e limo in questi depositi è nettamente subordinata, mentre, a varie profondità e soprattutto verso la base, si rinven- gono

frammenti di legni anche di grosse dimensioni (Fig. 29). La transizione verso l'alto a sedimenti fini, accompagnata spesso da depositi ricchi in materiale organico, può essere netta o graduale. In questa associazione di *facies*, infine, si registra l'assenza di fossili.

Interpretazione

La presenza di superfici erosive basali, l'elevato spessore e la tendenza granulometrica positiva fanno supporre che questi depositi siano attribuibili a *facies* di canale fluviale. Questa interpretazione è confortata anche dalla presenza di strutture sedimentarie che indicano una componente unidirezionale di trasporto e dalla presenza di legni nei depositi di barra. Il passaggio netto o graduale da queste *facies* ad orizzonti argillosi sovrastanti è indicativo di un abbandono del canale rispettivamente brusco o graduale, spesso associato a condizioni di impaludamento testimoniate dalla presenza di materiale organico al tetto delle sabbie fluviali.



Fig. 27. Esempi di *facies* dal sondaggio MN1 a: depositi di canale fluviale del sondaggio MN1 (da 32 a 36 m di profondità). b: particolare di base erosiva di sabbie di canale su argille di piana inondabile (profondità 72,60 m circa).

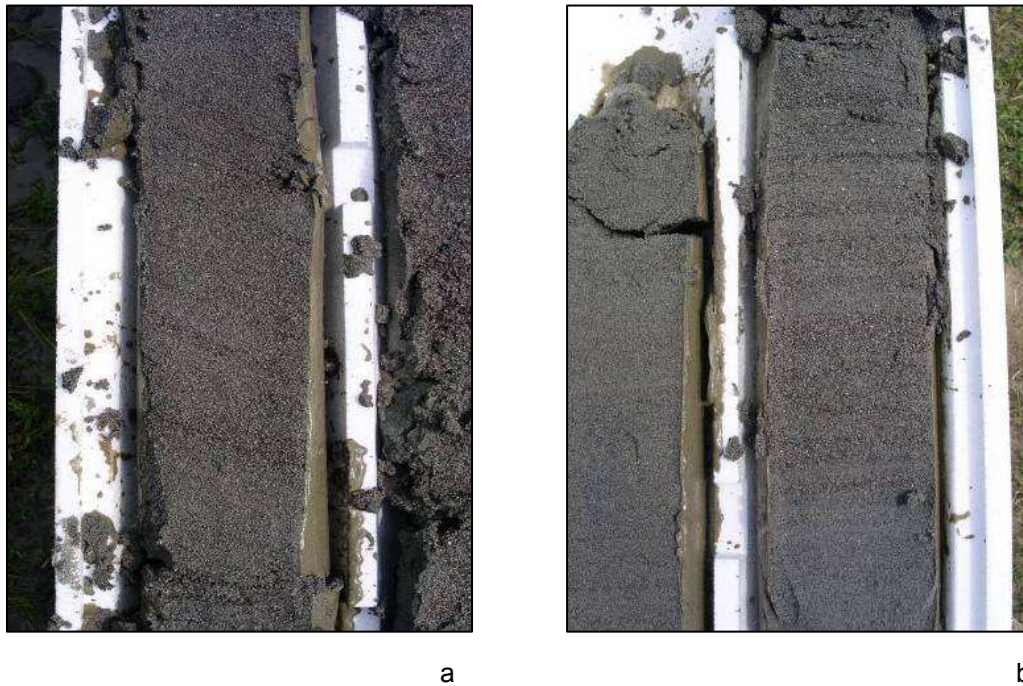


Fig. 28. Esempi di strutture sedimentarie dal sondaggio MN1. a: laminazione ad alto angolo all'interno del sondaggio MN1 (da 111,50 a 111,70 m di profondità). b: laminazione piano-parallela all'interno del sondaggio MN1 (da 112,50 a 112,70 m di profondità).



Fig. 29. Legno di spessore superiore a 30 cm intercettato all'interno di depositi di canale nel sondaggio MN1 alla profondità di circa 87 m.

A complemento dei dati litologici, nella fase conclusiva della perforazione è stato eseguito da Regione Lombardia un Log Gamma Ray (GR) secondo le modalità illustrate nel secondo capitolo di questa tesi.

Come si nota in Figura 25, il log conferma l'attribuzione delle *facies* operata in carota. In particolare, l'intensità della radiazione gamma, misurata in gradi API, è proporzionale al contenuto in argilla del sedimento esaminato con massimi, mediamente anche superiori a 50 API in corrispondenza dei pacchi argillosi attribuiti all'associazione di piana inondabile e ai depositi di argine fluviale e con valori mediamente inferiori a 25 API negli orizzonti sabbiosi di canale fluviale. Il log evidenzia, inoltre, un basso contenuto in argilla all'interno del corpo di canale affiorante e la presenza di sequenze granulometriche positive o FU (indicate dalle frecce verdi in Figura 25) dei corpi amalgamati tra 109 e 114,5 m e tra 52,50 e 72,60 m di profondità.

3.3.2. Datazioni radiometriche

Le analisi al radiocarbonio mirano a fornire un'età assoluta alla successione stratigrafica (con limite temporale di risoluzione metodologica intorno a 45-50 ka BP), misurando le abbondanze relative degli isotopi del carbonio. In assenza di orizzonti contenenti fossili marini o salmastri (come detto, l'intera successione è composta di depositi continentali), il campionamento per analisi ^{14}C ha interessato i depositi argillosi che presentavano un colore scuro, ossia un probabile arricchimento in sostanza organica.

Dai risultati, riassunti in Tabella 2, si nota che i campioni raccolti a 20,80 m e 14,20 m di profondità non hanno fornito risultati utili, poiché "insufficienti" (ovvero con un contenuto di carbonio notevolmente inferiore a quello minimo richiesto), mentre al campione a 27,75 m è stata attribuita un'età superiore a 45 ka BP poiché presentava conteggi indistinguibili dal fondo (ovvero con una quantità residua di ^{14}C troppo bassa per poter essere distinta da inevitabili contaminazioni da carbonio contemporaneo introdotte durante la preparazione del campione); infine, al campione raccolto a 18,80 m è stata attribuita un'età di 38,60 ka BP $\pm 1,050$.

	CAMPIONE	MATERIALE/PRETRATTAMENTO	ΔC13	DATA BP
ENEA-782	MN1 14,20	Suolo organico/acido-base-acido	-27	Campione insufficiente
ENEA-783	MN1 18,80	Suolo organico/acido-base-acido	-27	38600 \pm 1050
ENEA-784	MN1 20,80	Suolo organico/acido-base-acido	-27	Campione insufficiente
ENEA-781	MN1 27,75	Suolo organico/acido-base-acido	-27	> 45000

Tabella 2. Risultato delle analisi radiometriche sui campioni di carota del sondaggio MN1.

3.3.3. Analisi polliniche ed interpretazione paleoclimatica

L'obiettivo principale dell'analisi palinologica è la caratterizzazione paleoclimatica dei cicli sedimentari riconosciuti all'interno della successione attraversata dal sondaggio MN1. Attraverso l'identificazione dei principali cambiamenti vegetazionali è possibile fornire tentativamente un quadro cronostratigrafico alla successione in esame. Le successioni continentali, sia lacustri che alluvionali, si prestano con successo all'analisi pollinica, specie se in materiali fini, dove lo studio micropaleontologico tradizionale non è in grado di fornire risultati apprezzabili. Il campionamento ha riguardato dunque i sedimenti fini intercettati lungo il carotaggio secondo le modalità descritte in precedenza e a seguito della presenza di quattro principali corpi sedimentari sabbiosi di canale fluviale, sterili da un punto di vista palinologico, il *record* pollinico del sondaggio è fortemente discontinuo (Fig. 33).

A partire dal basso stratigrafico, il primo intervallo stratigrafico utile per l'analisi pollinica è situato tra 105 e 91 m di profondità e comprende depositi di piana inondabile ed argine in cui si riscontra, applicando la schematizzazione proposta in Figura 30, un'elevata concentrazione pollinica con dominanza di polline arboreo (AP), principalmente rappresentato da *taxa* termofili (*Quercus-group*).

Tra 80 e 73 m di profondità, dove sono presenti depositi di piana inondabile con marcato sviluppo argille scure di ambiente palustre, il dato pollinico mostra differenze sostanziali rispetto al precedente intervallo. *Pinus* (oltre il 60%) domina in questo caso lo spettro pollinico, insieme ad altre conifere di clima freddo-umido (soprattutto *Picea* e *Abies*), mentre i *taxa* termofili di *Quercus-group* mostrano percentuali molto basse (inferiori al 5%). Anche la concentrazione totale del polline è molto bassa in questo intervallo, a dimostrare una scarsa copertura vegetale, sia arborea che erbacea.

Superiormente, a profondità comprese tra 46,50 e 45,50 m, in corrispondenza di un deposito ricco in materiale organico che chiude al tetto un corpo di canale fluviale di circa 20 m di spessore, si incontra un picco di concentrazione di AP molto elevato (90-95%): in questo intervallo stratigrafico, le specie termofile di *Quercus-group* risultano dominanti e tendono ad aumentare verso l'alto, parallelamente alla diminuzione di *Pinus* e delle conifere montane.

Intorno a 45 m si osserva un repentino cambiamento delle caratteristiche polliniche: la concentrazione pollinica totale diminuisce bruscamente e lo spettro pollinico diviene dominato da *Pinus* e dalle conifere montane, mentre *Quercus-group* si presenta decisamente poco abbondante.

A 43,50 m, in corrispondenza di un deposito di argine fluviale, si registra un picco di *Alnus-group*.

Il resto dello spettro pollinico è caratterizzato da basse concentrazioni totali e da alte percentuali di *Pinus* e NAP (principalmente Poaceae ed *Artemisia*). Sulla base di differenze composizionali meno evidenti, questo intervallo può essere suddiviso in due parti: nella parte inferiore, tra 31,50 e 27,50 m, un'unità ricca in Poaceae indica prossimità ad un ambiente umido (palude); nella parte superiore è presente invece un intervallo ricco in polline arboreo, rappresentato principalmente da *Pinus*, alberi montani (*Picea*) e arbusti pionieri (*Hippophae rhamnoides*). Mancano in questo intervallo i taxa arborei termofili; anche il gruppo della quercia, infatti, è rappresentato quasi interamente da *Betula* (con picco massimo pari al 38% a 20,90 m di profondità).

Il cambiamento delle caratteristiche dello spettro pollinico lungo il sondaggio testimonia una continua variazione nelle associazioni vegetali, verificatasi nell'area di studio in risposta ai cambiamenti climatici tardoquaternari. In particolare, i dati pollinici documentano l'alternanza nel tempo di fasi caratterizzate dall'espansione delle foreste (documentate dall'abbondanza di AP) e periodi dominati dallo sviluppo di vegetazione steppica (indicata da elevati valori di *Pinus* e NAP).

All'interno della carota sono riconoscibili due principali fasi climatiche temperato-calde caratterizzate dallo sviluppo di foreste: la più antica, in corrispondenza dei depositi di piana inondabile compresi tra le profondità di 105 e 91 m; la più recente, registrata tra 45,50 e 46,50 m di profondità, in corrispondenza di depositi di piana inondabile e palude. La vegetazione forestale in questi livelli è ben sviluppata e caratterizzata principalmente da alberi appartenenti al querceto misto (*Quercus-group*), tra cui domina la quercia in associazione con diverse latifoglie decidue, quali *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus* e *Tilia*.

La seconda fase temperata si sviluppa al termine un periodo glaciale, documentato su base pollinica entro depositi torbosi tra 73 e 80 m di profondità. Condizioni glaciali sono qui indicate da una bassa densità della copertura vegetale (bassa concentrazione totale del polline), associata all'abbondanza di *Pinus*, alberi montani ed arbusti pionieri e alla significativa presenza di piante erbacee steppiche.

Una seconda fase fredda è indicata intorno a 45 m di profondità dalla brusca diminuzione della concentrazione pollinica totale e da una nuova espansione di *Pinus*, alberi montani e NAP, mentre gli alberi decidui tipici delle foreste temperate calde diminuiscono di importanza. Queste associazioni vegetazionali caratterizzano la fase di transizione verso un nuovo periodo glaciale e sono sintomo di un rapido processo di degradazione della vegetazione forestale con nuova diffusione delle piante erbacee e sviluppo di una vegetazione aperta in risposta a condizioni climatiche sempre più rigide. La dominanza di piante erbacee (NAP) e arbustive di tipo

steppico, quali *Artemisia* e *Poaceae* a 32 m di profondità nel sondaggio indica poi il passaggio da condizioni freddo-aride a pleniglaciali.

3.4. La bassa pianura alluvionale: i sondaggi del Foglio Guastalla

I sondaggi di seguito trattati, distribuiti con spaziatura non superiore a 5 km sull'intero Foglio Guastalla (Fig. 30), sono stati eseguiti dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna nell'ambito del Progetto CARG -Foglio 182- e sono stati utilizzati da questo ente anche per la realizzazione del Progetto Pilota "Individuazione di Risorse Idriche Alternative" (2007), compreso a sua volta nel Progetto Europeo Interreg IIIB MEDOCC, denominato *Bassins Versants Méditerranéens*.

Le descrizioni stratigrafiche in fase di perforazione sono state eseguite dal Dott. Cessari e dal Dott. Molinari, che hanno provveduto a fotografare, campionare ed eseguire misure *in situ* con *Pocket Penetrometer* e *Vane Test* su ogni carota.

A lavori ultimati, ho assistito personalmente alle campagne di verifica dei dati direttamente sulle casse dei carotaggi conservate presso la sede della ditta Elletipi s.r.l. di Ferrara.

Sulla base dei *masterlog* di terreno ho poi ricostruito i log stratigrafici dei carotaggi, che contengono le informazioni sulla litologia e sulle strutture sedimentarie registrate in corrispondenza di ogni sondaggio.

Questi profili colonnari sono stati inseriti in proiezione nelle sezioni descritte nel capitolo successivo.

Le profondità variano da un minimo di 34,50 m nel sondaggio Casa S. Rosa ad un massimo di 123 m raggiunti a Guastalla, per una media intorno a 42 m.

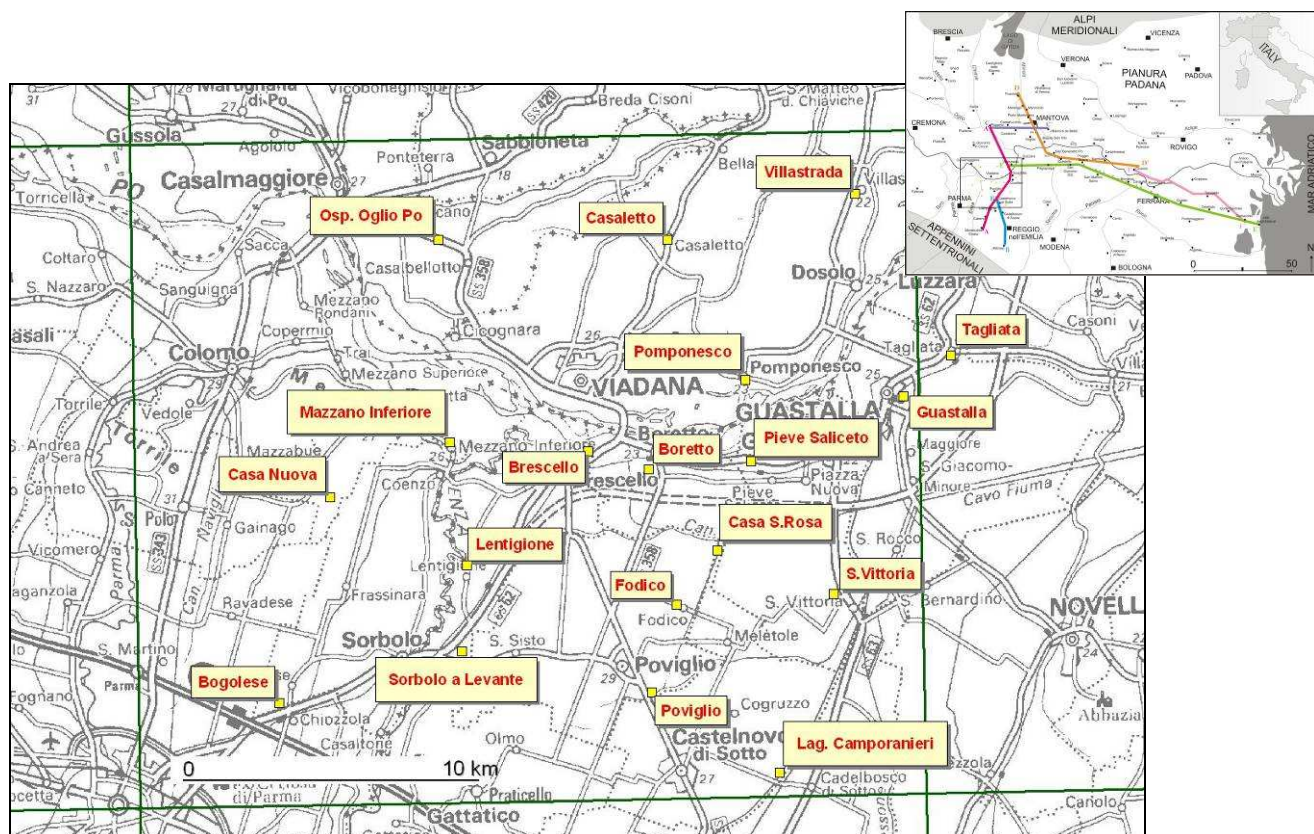


Fig. 30. Ubicazione dei sondaggi nell'area del Foglio 182.

3.4.1. Caratterizzazione di facies

Nonostante i dati originali forniti da Regione Emilia-Romagna siano privi di interpretazione delle *facies*, dall'osservazione complessiva della litologia e delle strutture descritte nei log e dall'osservazione diretta delle carote si evince che i depositi attraversati dai sondaggi del Foglio 182 sono di origine alluvionale, come confermato anche dalla presenza a diverse profondità di fossili continentali. Coerentemente con la stratigrafia registrata nel sondaggio MN1, anche questi carotaggi testimoniano l'alternanza verticale tra depositi fini e grossolani che, in analogia con il sondaggio dell'area mantovana, possono essere attribuiti principalmente a *facies* di piana inondabile e canale fluviale.

In particolare, i tre sondaggi più meridionali (Fig. 31) attraversano depositi prevalentemente fini, con qualche unità, di spessore generalmente inferiore al metro, di sabbie da finissime a fini: si tratta di argille e limi, presenti in proporzione variabile e attribuibili a *facies* di piana inondabile, cui si alternano corpi sabbiosi interpretabili come ventagli di rotta e depositi di argine fluviale.

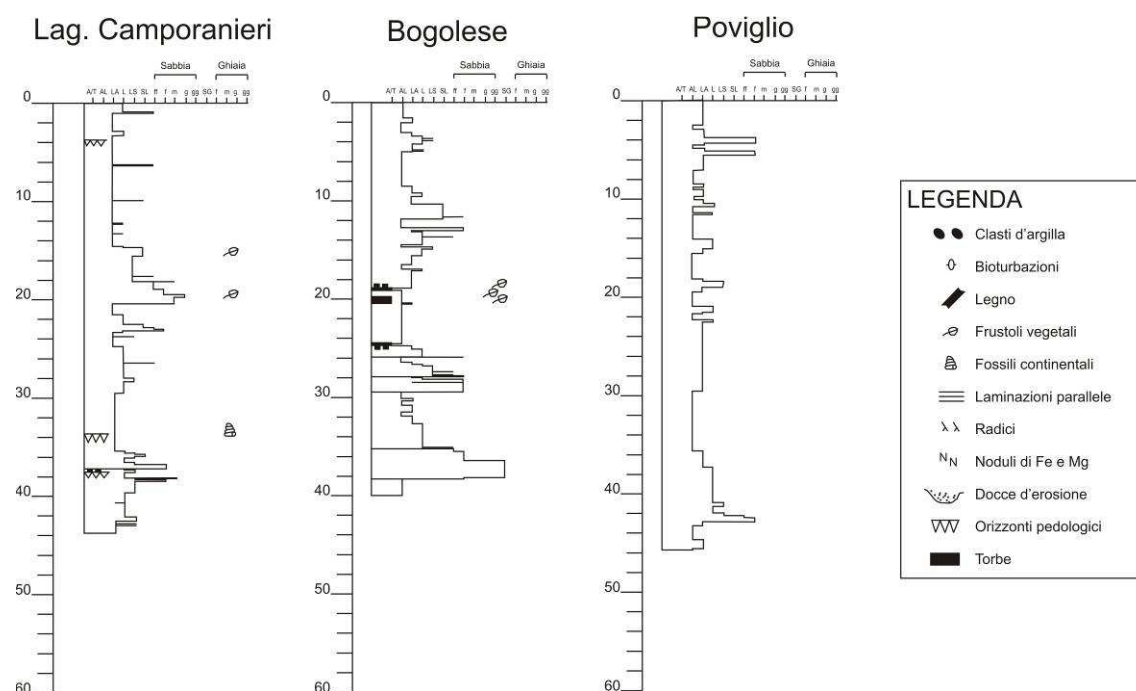


Fig. 31. Stratigrafia dei sondaggi Laghetto Camporanieri, Bogolese e Poviglio realizzati da Regione Emilia-Romagna (v. ubicazione in Fig. 30). La distanza orizzontale tra i sondaggi non è in scala.

In alcuni sondaggi si osservano, inoltre, orizzonti pedogenizzati (a 4, 33, 37,50 m di profondità nel sondaggio Laghetto Camporanieri), isolati depositi torbosi (tra m 18,50 e 26,50 nel sondaggio Bogolese e intorno a 37 m nella carota Laghetto Camporanieri), frustoli vegetali ed alcuni fossili continentali. In questi carotaggi sono pressoché assenti corpi di canale fluviale, mentre si osservano orizzonti generalmente inferiori a 4 metri di spessore di sabbie da fini a grossolane, tra 18 e 20 m nel sondaggio Laghetto Camporanieri e tra 35,20 e 38,20 circa a Bogolese. Questi depositi sono attribuibili probabilmente a canali di *crevasse*.

I sondaggi di Sorbolo a Levante e S.Vittoria (Fig. 32), verosimilmente ancora distanti dal Po per esserne influenzati in modo significativo, sono costituiti per i 20-25 m sommitali circa da limi argillosi e argille limose di piana inondabile, con sottili pacchi di sabbie fini e finissime interpretati come depositi di argine o ventaglio di rota. Nel sondaggio Sorbolo a Levante, rispettivamente alle profondità comprese tra 25 e 31 m e tra 20 e 26 m, sono presenti due corpi di sabbie fini con livelletti di ghiaia, che mostrano un limite basale netto, apparentemente erosivo, sui depositi argillosi di fondo foro e che passano gradualmente con tendenza FU ai depositi fini sovrastanti: si tratta probabilmente di corpi di canale fluviale di provenienza

appenninica, alimentati nel primo caso dal Fiume Enza e, nel secondo caso, dal Torrente Crostolo (i corsi d'acqua distano non più di 1500 m dai sondaggi). Al di sotto di questa unità si incontrano nuovamente tipici depositi argilloso-limosi di piana inondabile, con isolati orizzonti di torba e sabbia.

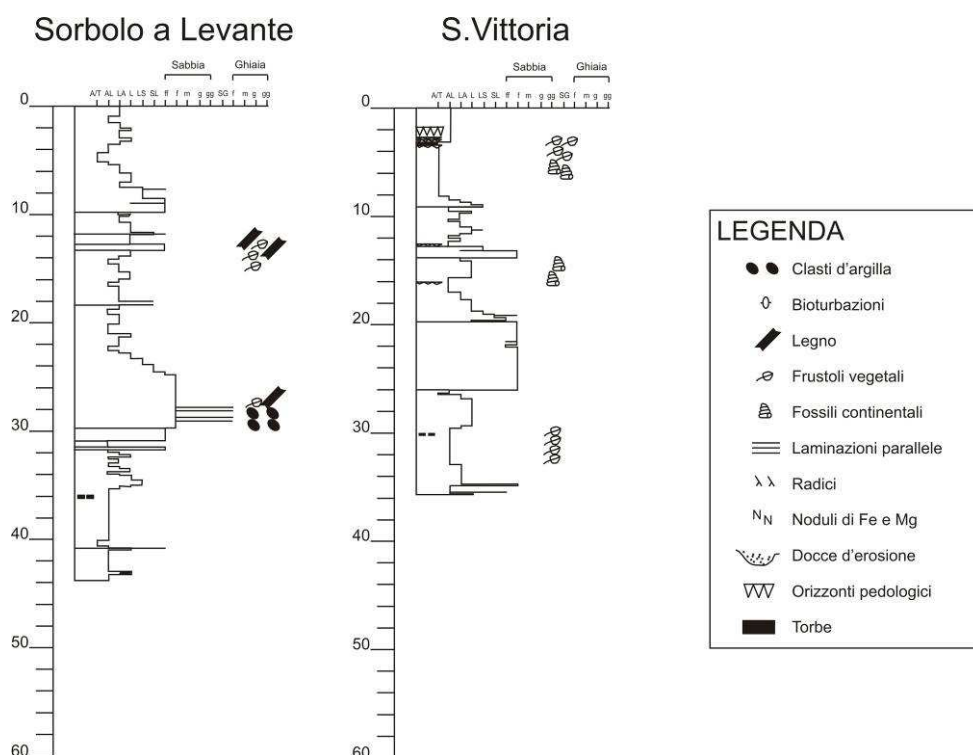


Fig.32. Stratigrafia dei sondaggi Sorbolo a Levante e S.Vittoria realizzati da Regione Emilia-Romagna (v. ubicazione in Fig. 30). La distanza orizzontale tra i sondaggi non è in scala.

Procedendo verso nord, e quindi verso l'asse padano, le stratigrafie testimoniano una successione sedimentaria progressivamente più grossolana e ricca in sabbie. A partire dal sondaggio Fodico, infatti, si nota un aumento del rapporto S/A che, da 1:1 fino a Casa S. Rosa, passa a 2:1 o a valori superiori nei rimanenti carotaggi ad eccezione del sondaggio Boretto, in cui la presenza di depositi fini è abbondante. Tutti i sondaggi mostrano (Figg. 33 e 34), in linea generale, una porzione sommitale composta da limi ed argille, con spessore variabile da alcuni metri nei sondaggi Mazzano Inferiore, Ospedale Oglio Po e Casaletto, fino ad alcune decine di metri nei rimanenti profili (come si nota in modo esemplare nei primi 12 m del sondaggio Fodico). Questi depositi mantengono le caratteristiche descritte precedentemente per le *facies* di piana inondabile e, a varie profondità, si rinvencono sia *facies* di ventagli di rotta che di

canale di rotta, queste ultime con tipiche sequenze granulometriche positive. Al di sotto di questi depositi si ritrova in ogni sondaggio uno spessore variabile da 16 a 40 m di sabbie da fini a grossolane, con locali accumuli di ghiaie, attribuibili a *facies* di canale fluviale di probabile alimentazione padana. Elevato è il grado di amalgamazione degli strati sabbiosi e il passaggio ai depositi argillosi sottostanti è sempre netto con alcune docce d'erosione segnalate nei sondaggi Fodico e Casa S. Rosa, a testimoniare il radicale cambiamento dell'ambiente sedimentario.

Al di sotto di questi corpi si ritrovano tipiche successioni di piana inondabile, particolarmente ricche in torbe e materiale organico.

Infine, solo nei sondaggi profondi di Boretto e Guastalla, alle profondità rispettivamente comprese tra 89 e 116 m e tra 70 e 120 m sono stati attraversati altri depositi sabbiosi attribuibili a *facies* di canale fluviale che, verso il basso, il passano in modo netto ad unità argillose di piana inondabile.

Dall'osservazione complessiva dei sondaggi è possibile notare come la presenza di orizzonti pedogenizzati si concentri entro i primi 10 m di profondità dal piano campagna, in sedimenti argilloso-limosi con spessori dell'ordine di qualche metro. Nei sondaggi profondi di Boretto e Guastalla, che consentono di indagare direttamente anche al di sotto del primo orizzonte sabbioso, una analoga concentrazione di paleosuoli caratterizza la successione alluvionale compresa tra 55 e 70 m di profondità.

La collocazione degli orizzonti pedogenizzati al di sopra dei corpi di canale fluviale a differenti livelli di profondità (sondaggi Pieve Saliceto, Boretto, Guastalla, Pomponesco, Ospedale Oglio Po, Villastrada) testimonia eventi di impaludamento seguiti da fasi di emersione in seguito ad episodi di avulsione o incisione da parte del fiume.

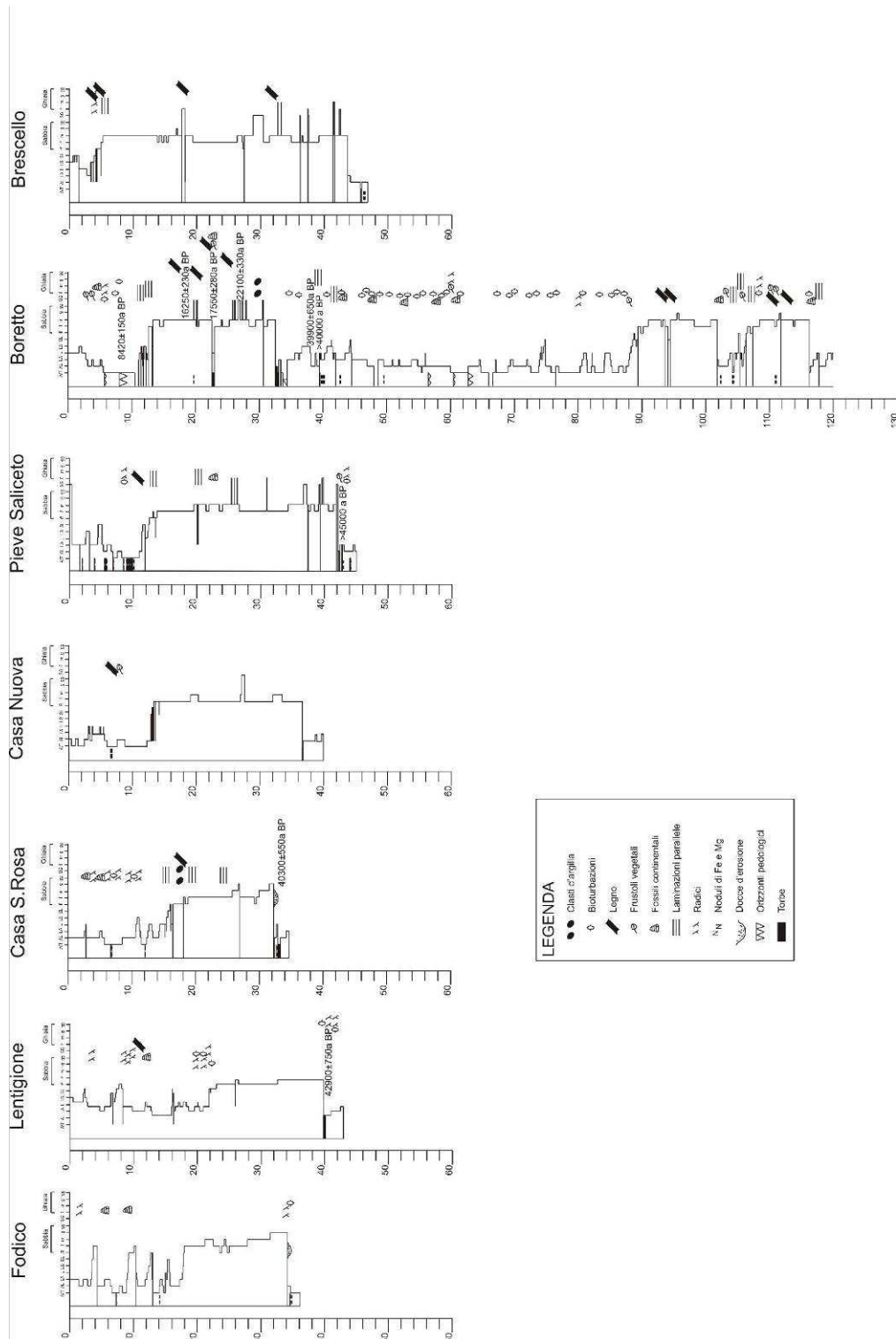


Fig. 33. Stratigrafia dei sondaggi realizzati da Regione Emilia-Romagna (v. ubicazione in Fig. 38). La distanza orizzontale tra i sondaggi non è in scala.

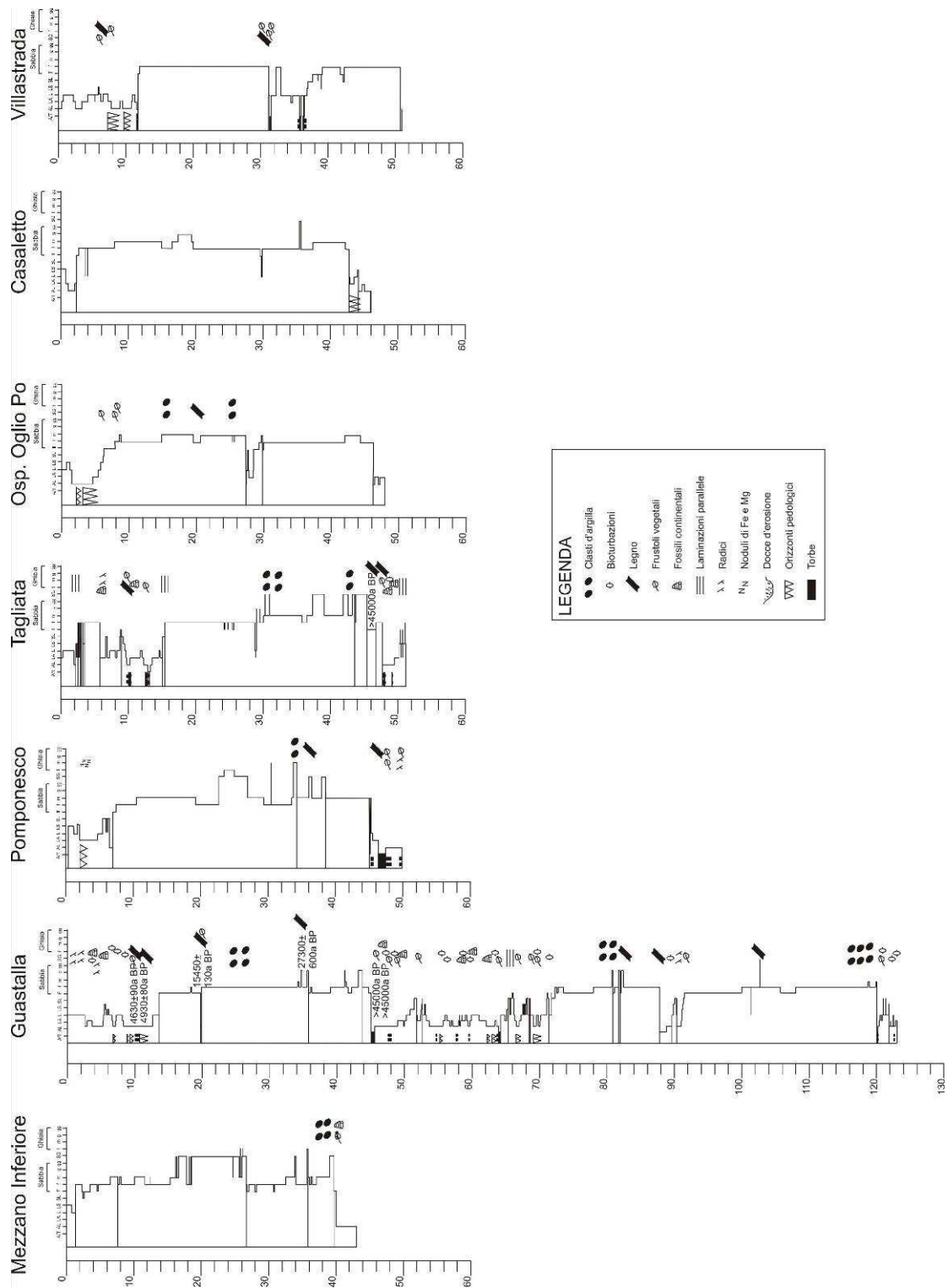


Fig. 34. Stratigrafia dei sondaggi realizzati da Regione Emilia-Romagna (v. ubicazione in Fig. 38). La distanza orizzontale tra i sondaggi non è in scala.

3.4.2. Datazioni radiometriche

Questi dati, riportati in Tabella 3 e nelle Figure dei log stratigrafici consentono di inquadrare cronologicamente la successione sedimentaria attraversata dai sondaggi.

Anche in questo caso il termine “*Background*” indica un’età superiore a 45 ka BP indicata per campioni che all’osservazione presentavano conteggi indistinguibili dal fondo.

	CAMPIONE/PROFONDITA’ DAL P.C.	MATERIALE/PRETRATTAMENTO	DATA BP
182s1_1	BORETTO (-9 m)	Argille organiche	8420±150
182s1_2	BORETTO (-19,8 m)	Legno	16250±230
182s1_3	BORETTO (-22,8 m)	Legno	17550±280
182s1_4	BORETTO (-23 m)	Argille organiche	22100±330
182s1_5	BORETTO (-32,90 (?) m)	Torba	39,900±650
182s1_6	BORETTO (-32,9 m)	Torba	>40000
ENEA-739	GUASTALLA 2 (-10,1 m)	Suolo organico/acido-base-acido	4630±90
ENEA-738	GUASTALLA 1 (-10,3 m)	Suolo organico/acido-base-acido	4930±80
ENEA-740	GUASTALLA 3 (-19,5 m)	Legno/acido-base-acido	15450±130
ENEA-741	GUASTALLA 4 (-34,7 m)	Legno/acido-base-acido	27300±600
ENEA-742	GUASTALLA 5 (-45 m)	Suolo organico/acido-base-acido	Background
ENEA-742	GUASTALLA 6 (-45,3 m)	Suolo organico/acido-base-acido	Background
ENEA-785	Casa S.Rosa (-32,7 m)	Torba/acido-base-acido	40300±550
ENEA-786	Pieve Saliceto (-42,3 m)	Torba/acido-base-acido	Background
ENEA-787	Lentigione (-40,3 m)	Torba/acido-base-acido	42900±750
ENEA 790	Tagliata (-45,5 m)	Legno/acido-base-acido	Background

Tabella 3. Risultato delle analisi radiometriche sui campioni di carota dei sondaggi del Foglio Guastalla.

Si può notare come i dati permettano di attribuire un’età post-olocenica all’unità pelitico sommitale attraversato dai sondaggi ed età generalmente superiori a 40.000 a BP ai depositi argillosi alla base del primo intervallo sabbioso a partire dall’alto stratigrafico. Questi depositi, datati solo nel sondaggio Guastalla, registrano età comprese tra circa 27.300 a BP e 15.450 a BP.

CAPITOLO 4

STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI DEL BACINO PADANO

Nel presente capitolo l'architettura deposizionale del primo sottosuolo del Bacino Padano viene descritta attraverso una serie di sei sezioni, di cui due orientate perpendicolarmente alla catena appenninica (Sezioni A e B), una in parte perpendicolare alla catena alpina (Sezione D) e tre disposte parallelamente al corso attuale del Fiume Po, rispettivamente a nord (Sezione C) e a sud (Sezioni E ed F) del corso d'acqua.

La traccia delle sei sezioni è riportata in Figura 35 e in Allegato 1: l'area di studio si estende dal margine appenninico emiliano verso la pianura centrale mantovana e da questa verso l'area costiera ferrarese, coinvolgendo le province di Cremona, Mantova, Ferrara, Modena e Reggio nell'Emilia.

Per ogni sezione viene proposta una dettagliata descrizione delle geometrie deposizionali dei principali corpi sedimentari, arricchita dall'attribuzione di *facies*. Quest'ultima si basa sull'analisi dei sondaggi descritti nel capitolo 3, eseguiti nel corso degli ultimi anni e messi a disposizione dall'Università di Bologna e da Regione Emilia-Romagna. Lo studio delle carote ha consentito la caratterizzazione sedimentologica di dettaglio dei depositi nel settore centrale della pianura. Per le aree di margine appenninico e di pianura costiera, in assenza di carotaggi recenti, per la caratterizzazione degli ambienti deposizionali e delle *facies* si è fatto riferimento ai lavori pregressi (Amorosi & Farina, 1995; Amorosi *et al.*, 1999; 2001, 2004; Amorosi & Colalongo, 2005; Molinari *et al.*, 2007; Amorosi, 2008), come accennato sinteticamente nel paragrafo 3.1 di questo studio.

Le sezioni sono state costruite utilizzando i dati e le tecniche descritti al capitolo 2, ad eccezione della Sezione F, che è stata ridisegnata e parzialmente modificata a partire dalla pubblicazione di Molinari *et al.* (2007).

Ogni sezione viene fornita in formato ridotto come figura di questo capitolo, in modo tale da permettere una visualizzazione complessiva dei rapporti stratigrafici tra le diverse unità; le stesse sezioni sono fornite contestualmente, con un maggiore grado di dettaglio, sotto forma estesa (Allegati 2, 3, 4, 5, 6 e 7), in cui è possibile osservare anche le stratigrafie dei pozzi e dei sondaggi utilizzati nella costruzione delle sezioni.

La profondità media di indagine è generalmente compresa tra 150 e 200 m e corrisponde alla porzione medio-superiore del Sintema Padano Superiore.

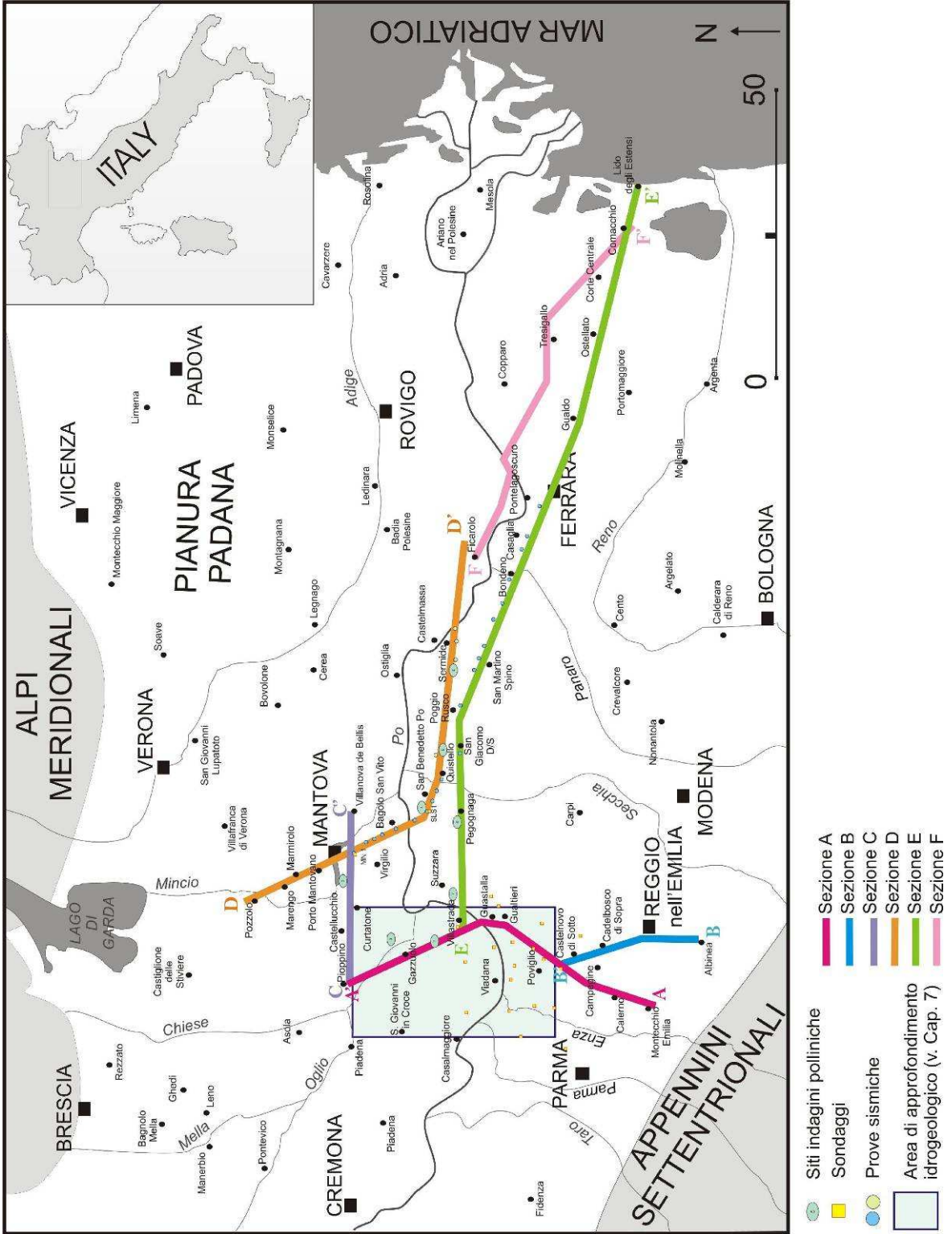


Fig. 35. Inquadramento geografico dell'area di studio e ubicazione della traccia delle sezioni.

Il quadro cronostratigrafico di riferimento per tutte le sezioni (Fig. 36 e Allegato 8) propone la correlazione tra le unità stratigrafiche definite dalla cartografia geologica più recente in scala 1:50.000 (vedi subsistemi Ravenna, Villa Verucchio, Bazzano, Torre Stagni e Liano di RER) e le corrispondenti unità riconosciute in studi stratigrafici e/o idrostratigrafici precedenti (Ricci Lucchi *et al.*, 1982; Di Dio *et al.*, 1997; Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998; Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002). L'attribuzione cronologica delle superfici che delimitano le sequenze è oggetto del Capitolo 6.

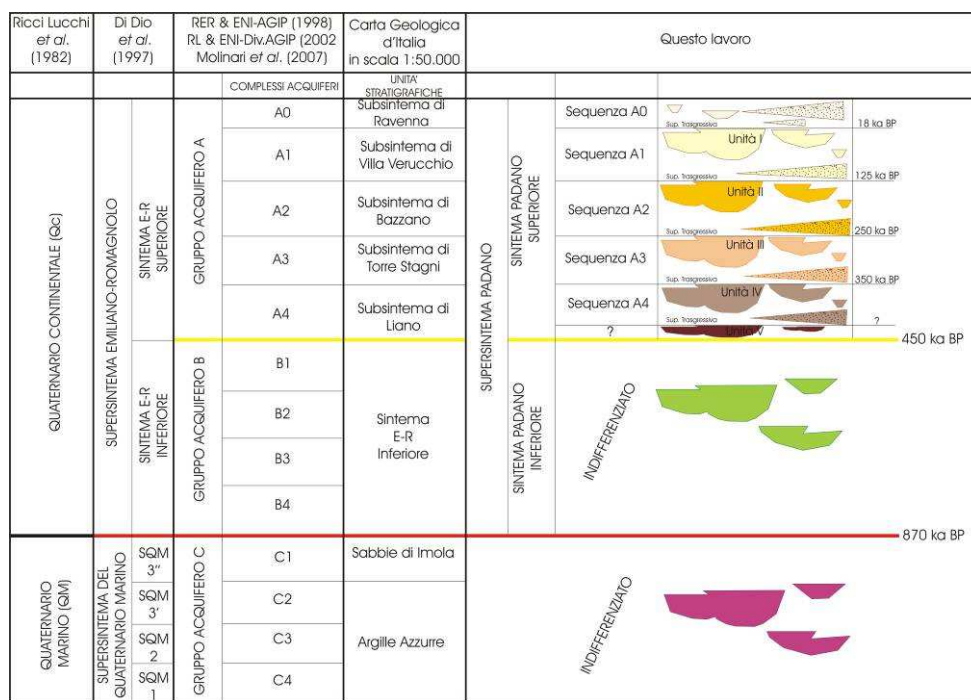


Fig. 36. Schema stratigrafico utilizzato in questo lavoro.

Per visualizzare la geometria del riempimento sedimentario del bacino ben oltre la profondità massima raggiunta dai dati stratigrafici a disposizione, su ogni sezione sono state riportate le due principali superfici di discontinuità presenti all'interno della successione quaternaria del Bacino Padano: la superficie gialla, datata circa 450 ka BP, corrisponde alla superficie di *unconformity* che delimita alla base il Sistema Padano Superiore; la superficie rossa, datata circa 870 ka BP, corrisponde alla *unconformity* basale del Sistema Padano Inferiore. Queste superfici, che sono state ricavate dalle carte pubblicate nei recenti studi di Regione Emilia Romagna & ENI-AGIP (1998) e Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002), fungono da

guida per la ricostruzione della geometria dei corpi sedimentari più profondi all'interno del Sintema Padano Superiore.

Si sottolinea che questa fase lavorativa ha presentato non pochi problemi gestionali, date alcune incongruenze tra i due studi regionali sopra citati: nei territori delle due amministrazioni, infatti, le isobate delle superfici in oggetto sono state tracciate secondo due criteri stratigrafici diversi. Si può notare ad esempio, come in Figura 37 la posizione della superficie gialla sul sondaggio AGIP SLS1 di San Benedetto Po (indicata da una freccia azzurra) ricada al tetto del corpo sabbioso individuato alla profondità di circa 250 m nella sezione di Regione Emilia-Romagna (parte sinistra della Figura), ma alla base del corpo sabbioso sovrastante nella sezione di Regione Lombardia (parte destra della Figura).

Il Sondaggio SLS1 è visibile in questo lavoro in corrispondenza della Sezione D (Fig. 41, Allegato 5). La superficie gialla, in questa come in tutte le altre sezioni, è stata posizionata secondo il criterio adottato da Regione Emilia-Romagna. Le motivazioni di tale scelta sono essenzialmente di tipo geometrico: le superfici di tetto dei corpi sabbiosi quaternari, a differenza delle basi, presentano infatti un andamento piuttosto regolare e quasi sempre corrispondono a netti passaggi litologici, individuati con precisione anche nei dati qualitativamente meno certificati. Inoltre, in corrispondenza di queste superfici sono segnalati importanti cambiamenti negli spettri pollinici che ne consentono la correlazione con le TS coeve individuate in ambiente costiero (Amorosi, 2008).

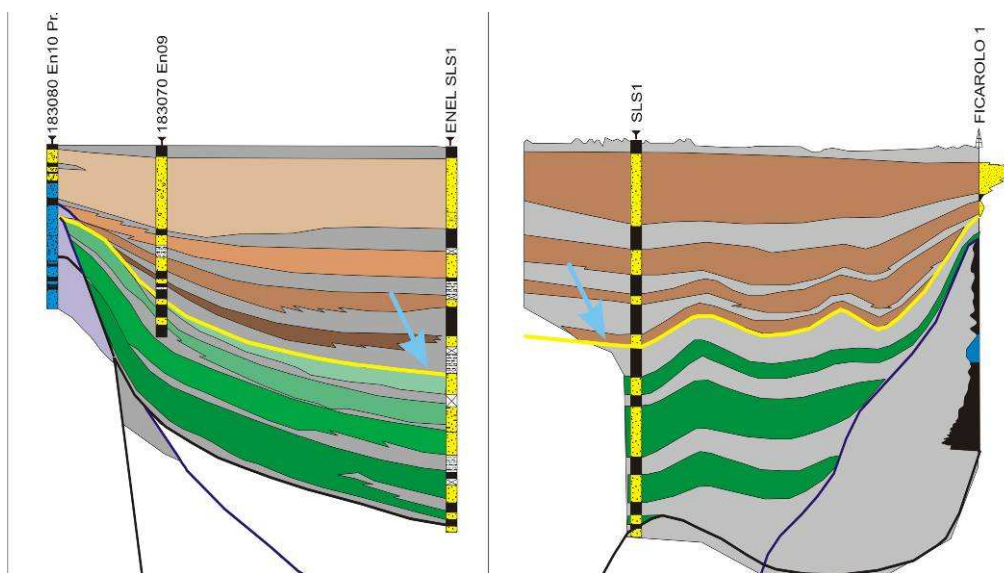


Fig. 37. Stratigrafia del sottosuolo padano secondo Regione Emilia Romagna & ENI-AGIP (1998), a sinistra, e Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002), a destra: si noti la diversa posizione del limite stratigrafico principale alla base del Sintema Padano Superiore, indicato dalla freccia azzurra.

4.1. Il Sintema Padano Superiore

Nei capitoli precedenti è stata ampiamente messa in luce la presenza di una ciclicità deposizionale all'interno dei depositi alluvionali che costituiscono l'ossatura del riempimento quaternario del Bacino Padano. Già Amorosi & Farina (1995) distinguevano e correlavano nell'area bolognese cicli sedimentari di circa 40-50 metri di spessore correlabili attraverso differenti corpi di conoide alluvionale (v. Unità BP1-BP4). Queste stesse unità, che sono state successivamente identificate su tutto il territorio emiliano-romagnolo (Regione Emilia Romagna & ENI-AGIP, 1998; Regione Emilia-Romagna & CNR, 2002; Molinari *et al.*, 2007), in termini di UBSU corrispondono ai subsintemi individuati dalla recente cartografia geologica all'interno del Sintema Padano Superiore. Queste sequenze mostrano una chiara struttura bipartita, riconoscibile in tutta l'area di studio, all'interno della quale è possibile definire, sulla base di indagini dirette, dati pollinici e radiometrici, una distribuzione peculiare delle associazioni *facies*.

In questo studio, inoltre, per porre l'accento sulla geometria e sulle caratteristiche stratigrafiche dei corpi sedimentari grossolani che costituiscono la porzione superiore delle sequenze e che corrispondono a potenziali acquiferi, viene proposta una numerazione dei corpi ghiaiosi e sabbiosi mediante l'utilizzo di numeri romani, dal più recente al più antico (cfr Fig. 36). L'unità I corrisponde, dunque, alla porzione sabbiosa sommitale della Sequenza A1, l'unità II alla porzione sabbiosa sommitale della Sequenza A2, l'unità III alla porzione sabbiosa sommitale della Sequenza A3 e l'unità IV alla porzione sabbiosa sommitale della Sequenza A4 (v. Figura 43).

Al tetto delle quattro sequenze (A1-A4) che compongono il Sintema Padano Superiore è presente in ogni sezione un'unità prevalentemente argilloso, con localizzate lenti sabbiose, corrispondente all'acquifero freatico indicato come A0 da Molinari *et al.* (2007). Si tratta della sequenza definita come Subsintema di Ravenna dalla cartografia geologica di Regione Emilia-Romagna in scala 1:50.000. A questa unità, che rappresenta una sequenza trasgressivo-regressiva incompleta, priva quindi della componente grossolana presente comunemente nei termini stratigrafici superiori delle sequenze T-R, non è associato alcun corpo sedimentario lateralmente continuo ed è per questo priva di numerazione.

Nella zona depocentrale di San Benedetto Po, infine, è stata riscontrata, al di sopra della superficie gialla, la presenza di un quinto corpo sabbioso, a geometria tabulare e lateralmente continuo, non presente negli schemi stratigrafici di Regione Emilia Romagna & ENI-AGIP (1998) e Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002). Questo corpo sedimentario è stato indicato come unità V.

Dal punto di vista geometrico, l'andamento del tetto delle quattro sequenze è naturalmente influenzato dall'assetto strutturale del bacino, evidenziato nelle sezioni dalla superficie gialla che funge, dunque, da linea guida nella ricostruzione dei corpi sedimentari più profondi, raggiunti da pochi dati stratigrafici. Si notano, quindi, approfondimenti delle isobate di tetto dei corpi sedimentari nelle aree in cui la *unconformity* raggiunge la massima profondità (depressioni strutturali) e tendenze opposte, alla risalita delle quote, nelle culminazioni anticlinali di alto strutturale. A questo proposito, ad esempio, il limite superiore della Sequenza A1, corrispondente al tetto dell'unità I, si muove da quote massime anche superiori a 100 m s.l.m. in prossimità del margine meridionale del bacino immergendo, con un gradiente superiore a 4,3%, fino ad una quota di 0 m s.l.m. nella fascia del Po e raggiungendo -10 m s.l.m. nelle valli intorno a San Martino Spino, con un gradiente di circa 0,2%; la stessa superficie risale poi in direzione N, fino a quota 15 m s.l.m. nel territorio medio mantovano e raggiunge quota 20 m s.l.m. in direzione dell'anfiteatro morenico, mantenendo una pendenza più o meno regolare di circa 0,5%. In corrispondenza dell'alto strutturale tra Bondeno e Ferrara la stessa superficie si ritrova a quote intorno a 30 m s.l.m. e, da qui verso le aree costiere, si approfondisce nuovamente, con una pendenza superiore a 1,2%, raggiungendo quote minime di -50 m s.l.m.

Un comportamento analogo è registrato dal limite superiore delle sequenze più profonde, per il cui andamento in dettaglio si rimanda ai paragrafi successivi e alla Tabella 6 contenuta nel capitolo 6.

Dal punto di vista sedimentologico risulta evidente la diminuzione granulometrica dei depositi di canale fluviale riconducibili ai conoidi appenninici, che da principalmente ghiaiosi si arricchiscono progressivamente in sabbie verso N. La stessa tendenza granulometrica, ma in direzione opposta, si osserva nei depositi ghiaiosi di origine alpina, che scendono dal margine della cerchia morenica verso l'antistante pianura, divenendo progressivamente sabbiosi.

Le direzioni di trasporto sedimentario appenninica ed alpina si interdigitano dunque con la componente assiale al bacino relativa al sistema fluviale del Po.

Le sezioni geologiche di sottosuolo vengono ora descritte in ordine progressivo, con riferimento ai sistemi deposizionali da esse attraversati.

4.2. Dai conoidi appenninici alla *channel belt* padana (Sezione A)

La Sezione A attraversa i territori emiliano e lombardo per una lunghezza totale di circa 58 km, partendo da Montecchio Emilia, in prossimità del margine appenninico, con direzione NE-NNE fino a Guastalla e piegando verso N e successivamente verso NNW da Dosolo a Pioppino, dove incrocia la Sezione C in zona di bassa pianura alluvionale mantovana. Le quote topografiche decrescono da S a N da circa 90 m s.l.m. a circa 25 m s.l.m..

Dalle rispettive carte geologiche si osserva che in territorio emiliano la sezione attraversa i depositi affioranti delle unità AES7 (Subsistema di Villa Verucchio) e AES8 (Subsistema di Ravenna) che presentano ghiaie nel tratto prossimale e si arricchiscono verso S in sabbie e limi; in Lombardia la sezione attraversa depositi fluviali prevalentemente argilloso-limosi attribuiti al Quaternario Continentale affiorante indifferenziato.

Sulla sezione (Fig. 38, Allegato 2) è stato ricostruito l'andamento del limite basale del Gruppo Acquifero B, equivalente del Sintema Padano Inferiore (superficie rossa in Figura) e del Gruppo Acquifero A, corrispondente al Sintema Padano Superiore (superficie gialla in Figura) utilizzando le mappe di Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) e Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002). Le due discontinuità convergono al margine appenninico per aprirsi rapidamente verso la pianura, dove i due sistemi da queste delimitati raggiungono i massimi spessori, intorno a 200-250 m.

In particolare, la base del Sintema Padano Inferiore presenta un progressivo rapido abbassamento da quota 0 m s.l.m. a oltre -500 m s.l.m. poco a S di Castelnovo di Sotto, per poi mantenersi intorno a questa profondità per tutta la lunghezza della sezione al termine della quale supera i -600 m s.l.m.. Una geometria analoga caratterizza la base del Sintema Padano Superiore, individuata alla quota di circa 40 m s.l.m. all'inizio della sezione e che raggiunge rapidamente quota -200 m s.l.m. tra Calerno e Castelnovo di Sotto. A nord di questa località la superficie di discontinuità si approfondisce con gradiente più basso, raggiungendo la massima profondità (depocentro) a circa -330 m s.l.m. nei pressi di Villastrada, poco a N del Fiume Po, per poi tornare a risalire fino a quota -180 m s.l.m. circa in corrispondenza dell'incrocio con la Sezione C.

Per la ricostruzione di dettaglio delle geometrie dei corpi sedimentari costituenti il Sintema Padano Superiore in questa sezione sono state prese in considerazione circa 140 stratigrafie, di cui una decina relative ai sondaggi precedentemente descritti da Regione Emilia-Romagna. Le rimanenti stratigrafie sono relative a pozzi per acqua, di profondità variabile da alcune decine di metri fino ad alcune centinaia. In particolare, nel settore depocentrale, poco a N del fiume Po e

fino al termine della sezione, i dati permettono di ricostruire la geometria anche dei corpi più profondi che costituiscono il Sintema Padano Superiore.

In linea generale la successione sedimentaria indagata in questa sezione mostra una chiara ciclicità deposizionale, definita dall'alternanza di orizzonti fini (limi ed argille) e grossolani (ghiaie e sabbie), che consente il riconoscimento delle principali unità stratigrafiche (Sequenze A1, A2, A3, A4) e dei relativi corpi sedimentari che ne costituiscono la porzione superiore (unità I, II, III e IV), secondo lo schema di Figura 44.

Si sottolinea che nei primi 7-8 km di sezione la componente grossolana prevale decisamente su quella fine e l'attribuzione dei depositi di canale ad un corpo sedimentario piuttosto che ad un altro, a causa della scarsa risoluzione geometrica, risulta difficile: sulla base dei dati a disposizione sono tentativamente riconosciuti e correlati gli unità I, II e III, con spessori complessivi di 50-100 m, che si chiudono verso S in discordanza angolare contro la superficie gialla. A questi corpi se ne aggiunge un quarto (IV) che si sviluppa a partire dall'apertura dei riflettori sismici poco a S di Calerno. Tra Calerno e Campegine l'unità I viene sovrastata da un'unità argillosa localmente ricca in sabbie, presente per tutta la lunghezza della sezione: si tratta dei depositi post-olocenici che, nella sezione in esame, mostrano uno spessore che da superiore a 20 m si assottiglia verso N, raggiungendo i 5-10 m di media.

Lungo la sezione è possibile osservare le variazioni laterali nella geometria dei depositi, in parallelo con la variazione delle associazioni di *facies*: si susseguono infatti tipici depositi di conoide alluvionale, attribuibili nello specifico al conoide del Fiume Enza, con potenti corpi tabulari di canale fluviale separati da sottili unità fini di piana alluvionale e palude che, tra Campegine e Poviglio si chiudono bruscamente lasciando il posto ad una successione tipica di pianura alluvionale appenninica costituita prevalentemente da argille con localizzati corpi sabbiosi a geometria lenticolare. Questa costituisce l'elemento di transizione verso l'antistante pianura alluvionale padana, registrata a N di Poviglio, dove sulla verticale si alternano regolarmente orizzonti argilloso-limosi di piana inondabile ad elevatissima persistenza laterale, con corpi sabbiosi e raramente ghiaiosi di canale fluviale di pertinenza padana (unità I, II, III e IV) con tetto netto, base erosiva concava verso l'alto e continuità laterale per tutta la lunghezza della sezione. Il rapporto Sabbia/Argilla (S/A) varia dai conoidi alluvionali alla *channel belt* padana da 2:1 (tra Montecchio Emilia e Campegine) a 1:3 (tra Campegine e Poviglio), a 1:1 nella media pianura mantovana.

Si può inoltre osservare come la geometria del tetto dei corpi di canale fluviale approssimi l'andamento della base del Sintema Padano Superiore: le quote di queste superfici, infatti, decrescono progressivamente dal margine appenninico verso la pianura, fino a raggiungere la massima profondità nel depocentro, a N del quale tendono a risalire gradatamente. Infatti, al

marginale meridionale del bacino il tetto dell'unità I affiora a quote intorno ai 90 m s.l.m. e, a partire dalla zona a S di Campegine, si mantiene per un buon tratto di sezione intorno a quota 0 m s.l.m., presentandosi all'incrocio con la Sezione C a 20-25 m s.l.m.; il tetto dell'unità II è intercettato intorno a quota 70 m s.l.m. all'inizio della sezione e si approfondisce in direzione S-N fino ad un massimo di -70 m s.l.m. tra Poviglio e Gualtieri, per poi risalire a quota -20 m s.l.m. all'incrocio con la Sezione C; allo stesso modo, il tetto dell'unità III si rinviene inizialmente a quota 40 m s.l.m. e raggiunge i -150 m s.l.m. nella zona del Po, risalendo a -60 m s.l.m. nella parte terminale della sezione. Il tetto dell'unità IV, dove incontrato dai dati, sembra mostrare un andamento analogo, essendo presente a quota 10 m s.l.m. a S di Calerno e approfondendosi fino a -150 m a Poviglio. Si ipotizza, infine, per analogia con la geometria dei corpi sovrastanti, che nella zona depocentrale di Villastrada questa superficie si collochi intorno a quote di -230-250 m e risalga da qui fino a quota -120-130 m s.l.m. nella parte finale della sezione.

Nel dettaglio, le sequenze T-R individuate in questa sezione mostrano le seguenti caratteristiche.

- Sequenza A1: alla base è dominata da un'unità argilloso-limosa che al margine appenninico presenta spessori di pochi metri, raggiunge la sua massima potenza, anche di oltre 50 m, tra Campegine e Guastalla e che a N si riduce a 10-15 m; tra il Fiume Po e Gazzuolo si nota la presenza di qualche unità torboso. Nella parte superiore dell'unità I sono presenti corpi tabulari di canale fluviale quasi esclusivamente ghiaioso-ciottolosi, talvolta sabbiosi, con un elevato grado di amalgamazione verticale, con spessori medi attorno a 20-30 m e quasi sempre affioranti, che si interrompono nella zona di Castelnovo di Sotto per poi riprendere continuità laterale da Poviglio fino alla fine della sezione, con spessori medi di oltre 30 m e locale arricchimento in ghiaie tra il Po e l'Oglio.
- Sequenza A2: presenta alla base un livello argilloso-limoso, non sempre raggiunto dalle stratigrafie disponibili, il cui spessore varia da S a N da alcuni metri ad alcune decine di metri; nella parte alta dell'unità si rinvencono corpi di canale fluviale (unità II) la cui geometria e litologia sono del tutto simili a quelle descritte per l'unità sovrastante, ma con spessore medio intorno a 20 m.
- Sequenza A3: è costituita alla base da un'unità argilloso attraversata solo da alcune stratigrafie che ne fanno ipotizzare una variazione S-N dello spessore da qualche metro, tra Montecchio Emilia e Calerno, a qualche decina di metri nel restante tratto di sezione. Nella parte superiore sono presenti corpi ghiaiosi di conoide (unità III), con spessori anche superiori a 30 m nel primo tratto di sezione, il cui andamento è ricostruibile, per mancanza di dati, solo a partire dal Po e verso N, dove è

osservabile uno spessore medio superiore a 25 m e un relativo arricchimento in ghiaie tra Villastrada e Gazzuolo.

- Sequenza A4: è raggiunta solo da poche stratigrafie e mostra caratteristiche analoghe a quelle descritte per le unità sovrastanti.

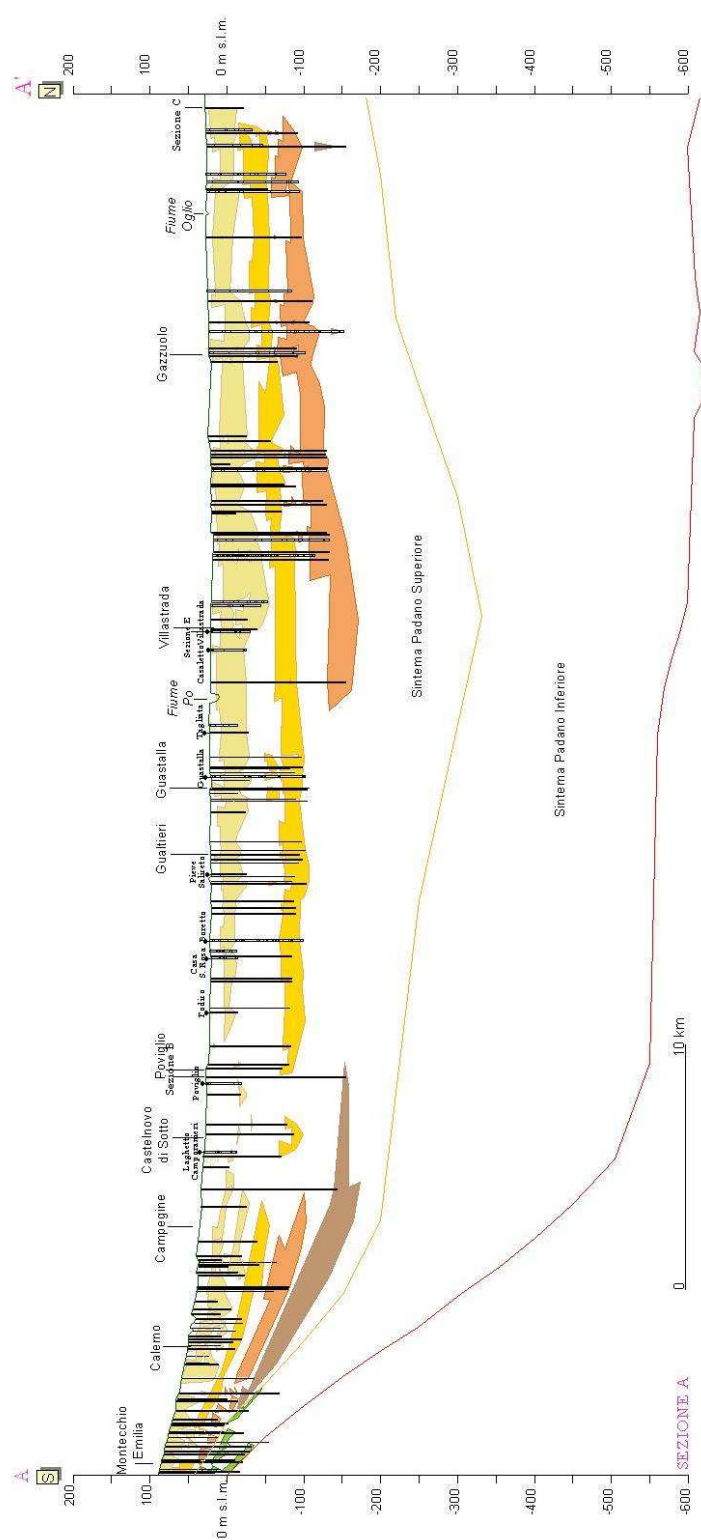


Fig. 38. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione A

4.3. La zona appenninica di interconoide (Sezione B)

La Sezione B ha inizio nei pressi di Albinea sul margine appenninico e termina incrociandosi con la Sezione A intorno a Poviglio, sviluppandosi in territorio esclusivamente emiliano per circa 25 km con direzione S-N e poi SE-NW

Attraversa i depositi superficiali delle unità affioranti AES7 (Subsistema di Villa Verucchio) e AES8 (Subsistema di Ravenna) e le quote topografiche variano da 150 m s.l.m. all'inizio della sezione fino a circa 25 m nel tratto finale.

Sulla base dei dati forniti da Regione Emilia-Romagna (1998) sono state riportate le superfici di discontinuità – linee rossa e gialla in Figura 39 e nell'Allegato 3 – che segnano rispettivamente la base dei Sintemi Padano Inferiore e Superiore secondo la legenda di Figura 42.

Le due superfici mostrano un andamento simile tra loro e tra Albinea e Reggio Emilia convergono fino quasi a sovrapporsi a quota 120 m s.l.m., mentre a N di Reggio Emilia divergono progressivamente con inclinazione a basso angolo: la superficie rossa raggiunge i 550 m di profondità, mentre la superficie gialla si rinviene intorno a -220 m s.l.m.. Lo spessore dei sintemi delimitati da queste superfici varia dunque da poche decine di metri al margine meridionale del bacino fino a 200-300 m nell'area di Poviglio.

Nel tratto iniziale di questa sezione numerose stratigrafie attraversano i depositi ascrivibili al Gruppo Acquifero C (situato stratigraficamente al di sotto del Supersistema Padano), per il quali è proposta una definizione geometrica sommaria, data l'esiguità dei dati; analogamente alla sezione precedentemente descritta, la ricostruzione dettagliata dell'architettura deposizionale è proposta per i depositi del Sintema Padano Superiore attraverso l'utilizzo di circa 80 stratigrafie di pozzi per acqua, distribuite abbastanza omogeneamente lungo la traccia e con profondità media superiore a 70 m.

Questa sezione può essere considerata come la variante in zona di interconoide del tratto prossimale della precedente Sezione A, che attraversava invece depositi di conoide alluvionale.

Lungo tutta la sezione la successione sedimentaria è rappresentata prevalentemente da depositi argillosi con intercalati, a vari livelli stratigrafici, corpi sabbiosi a geometria lenticolare di limitata estensione laterale e spessori variabili da alcuni metri ad alcune decine di metri, che testimoniano una scarsa persistenza dei corsi d'acqua in zona di interconoide.

La correlazione stratigrafica dei principali corpi sabbiosi (unità I, II, III, IV) indicata in Figura 46 mostra come nella zona di Reggio Emilia siano individuabili quattro cicli deposizionali T-R completi (sequenze A1, A2, A3, A4) caratterizzati nella loro porzione sommitale dalla massima

concentrazione di lenti di canale fluviale e alla base da unità prevalentemente fini di piana inondabile. A questi si aggiunge la successione sedimentaria post-olocenica, costituita da argille e localmente da sabbie affioranti che rappresentano la porzione inferiore dell'ultimo ciclo post-glaciale (Sequenza A0).

Sebbene discontinuo, il tetto dell'unità I è situato a quote che variano in direzione S-N da circa 120 m a -10 m s.l.m.; il tetto dell'unità II si rinviene a quote intorno a 70 m nel tratto di margine del bacino e a - 50-60 m s.l.m. nella zona di Castelnovo di Sotto; il tetto dell'unità III, dove raggiunto dai dati, si colloca intorno a -100 m, mentre il tetto dell'unità IV è rintracciabile intorno alla quota -150 m s.l.m..

Dal punto di vista sedimentologico anche in questa sezione si nota una generale progressiva diminuzione da S a N della componente ghiaiosa nei corpi di canale fluviale, sostituita da sabbie medio-fini nel tratto finale.

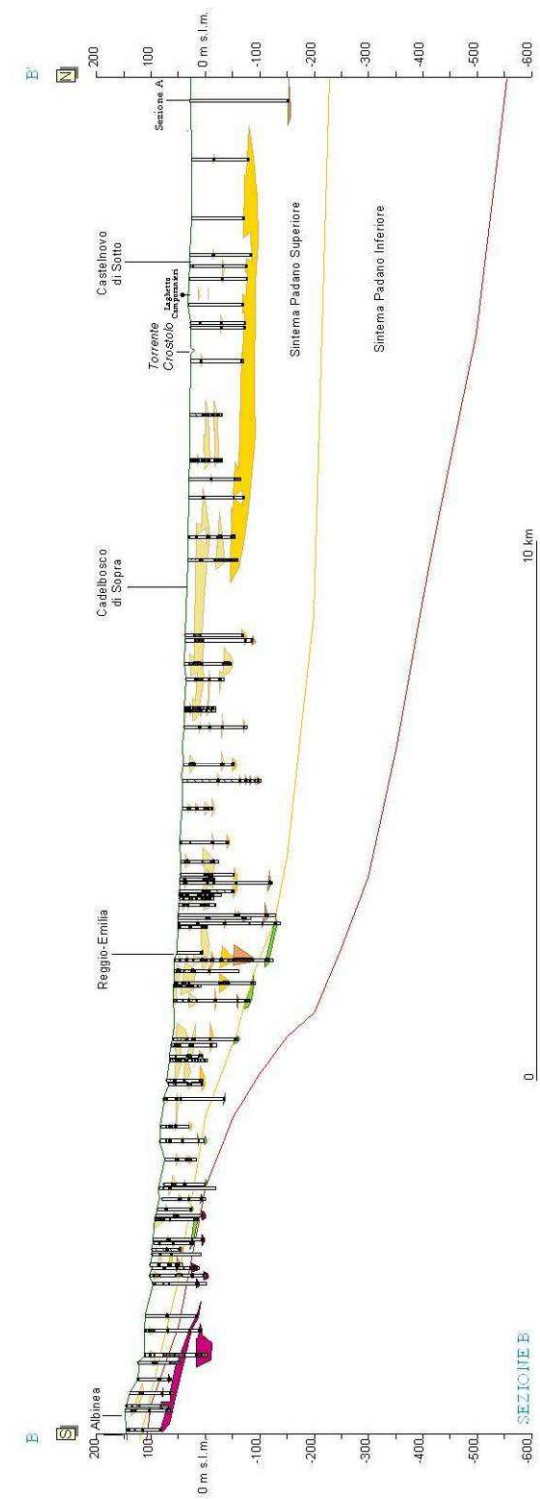


Fig. 39. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione B.

4.4. La *channel belt* padana (Sezione C)

La Sezione C si sviluppa in direzione W-E interamente in territorio mantovano per circa 28 km, tra l'abitato di Pioppino e Villanova de Bellis e permette di descrivere dettagliatamente le caratteristiche dei depositi di pianura alluvionale nel settore situato a nord del Po.

Le quote topografiche si mantengono mediamente intorno a 25 m s.l.m. e i depositi superficiali, secondo la carta geologica fornita dalla Provincia di Mantova, sono prevalentemente argilloso-limosi nel tratto iniziale, mentre si arricchiscono in torbe e divengono generalmente sabbiosi nel tratto a W di Curtatone.

Secondo la mappa della base del Sintema Padano Superiore pubblicata da Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002) è stata riportata la superficie di riferimento datata 450 ka BP, il cui andamento in questo tratto di media pianura mantovana si presenta piuttosto regolare, con blande ondulazioni che ne fanno variare la quota in direzione W-E da circa -170 m s.l.m. ad un massimo di circa -200 m s.l.m. nel sottosuolo di Castellucchio ad un minimo di circa -120 s.l.m. nel tratto più orientale della sezione. Il Sintema Padano Superiore mantiene quindi in questa fascia uno spessore compreso tra 250 m e 150 m. La superficie basale del Sintema Padano Inferiore presenta andamento analogo, con basso gradiente verso ovest da quote intorno a -600 m s.l.m. nel tratto iniziale a quote di poco superiori a -500 m s.l.m. nel segmento conclusivo.

Per la realizzazione di questa sezione sono state prese in considerazione oltre 60 stratigrafie di pozzi per acqua, spesso con profondità anche superiore a 150 m, e la stratigrafia del sondaggio MN1, descritto dettagliatamente nel capitolo 3 di questa tesi.

La ricostruzione stratigrafica (Fig. 40, Allegato 4) permette di confermare la ciclicità deposizionale recentemente descritta per la *channel belt* padana (Amorosi, 2008) e caratterizzata da alternanza di depositi di piana inondabile e canale fluviale (Sequenze A1, A2, A3, A4). Al tetto di questa successione si trova la parte inferiore del ciclo olocenico (Sequenza A0), che presenta uno spessore piuttosto costante, raramente superiore a 10 m, lungo tutta la sezione e che è principalmente composta da argille e limi talora pedogenizzati.

Le sequenze mostrano uno spessore di 50-60 m relativamente costante lungo la sezione ed una chiara struttura bipartita, con depositi prevalentemente fini alla base e corpi ghiaioso-sabbiosi al tetto. In particolare, le unità pelitiche e i corpi ghiaioso-sabbiosi (unità I, II, III, IV) si ispessiscono in direzione opposta: i corpi grossolani, infatti, presentano massimi spessori nella zona occidentale della sezione e tendono a ridursi in corpi isolati meno spessi verso E ove, al contrario, i depositi fini raggiungono le potenze massime. A conferma di ciò, si noti che il rapporto S/A varia da W a E da valori superiori a 2,5 a valori intorno a 1 nel sottosuolo della

città di Mantova, a valori inferiori a 1 ad E di quest'ultima. Ad E del fiume Mincio, inoltre, i corpi sabbiosi mostrano una continuità laterale ridotta, con frequente sviluppo di lenti isolate.

La geometria complessiva dei corpi sedimentari rispecchia quella della superficie di discontinuità principale e la deformazione tettonica diminuisce dal basso verso l'alto dove queste unità si presentano pressoché tabulari e orizzontali: infatti, il tetto dell'unità I partendo da quote intorno a 20-25 m s.l.m. all'incrocio con la Sezione A si mantiene poi mediamente intorno a quota 25 m s.l.m.; il tetto dell'unità II si aggira intorno alla quota media di -20-25 m s.l.m.; l'unità III si rinvia mediamente a partire da quota -60 m fino a quote di -75 m s.l.m. e, infine, il quarto unità sabbioso (unità IV), dove attraversato dai dati, risale da -150 m nella zona di Castellucchio a -100-120 m s.l.m. nel tratto finale della sezione.

Nel dettaglio, le sequenze individuate in questa sezione mostrano le caratteristiche geometriche e sedimentologiche di seguito illustrate.

- Sequenza A1: alla base è costituita da un'unità argillosa con uno spessore medio stimabile intorno ai 15 m e netta tendenza all'ispessimento da W ad E; è particolarmente ricca di torbe e materiale organico tra Curtatone e Mantova. Nella parte alta comprende l'unità I, con uno spessore medio di poco superiore a 20 m, costituito da sabbie medie e fini con rare lenti argillose, talvolta torbose, con abbondanti orizzonti ghiaiosi di spessore da metrico a decimetrico, presenti soprattutto nella zona di Mantova.
- Sequenza A2: è costituita alla base da un'intervallo argilloso, localmente argilloso-sabbioso, continuo, particolarmente ricco di torbe e materiale organico a N di Curtatone, con uno spessore medio stimabile intorno ai 15 m e netta tendenza all'ispessimento da W ad E. Nella parte superiore mostra un'unità sabbiosa (unità II) con una discreta continuità laterale fino a Mantova, che viene meno invece nel tratto più orientale della sezione, dove si riduce in numerose lenti; il corpo grossolano mostra uno spessore medio di 30 m (con massimi di 60 m), in cui compaiono significativi spessori (10-20 m) di ghiaie presso Castellucchio e di ghiaie e ciottoli tra Curtatone e Mantova.
- Sequenza A3: è caratterizzata nella porzione inferiore da un deposito argilloso-limoso, mediamente spesso 30 m, nel quale si distinguono alcune lenti sabbiose isolate e di esiguo spessore e abbondanti torbe nel sottosuolo di Mantova. Nella porzione sommitale, si rinvia uno spessore medio di 30 m di sabbie fini e medie (unità III) con alcuni depositi ghiaiosi di spessore da metrico a decametrico nella zona della città di Mantova.

- Sequenza A4: la porzione argillosa basale sembra mantenere lungo la sezione spessori esigui di qualche metro; è presente nella parte alta un corpo sabbioso (unità IV) con spessore medio di 44 m con orizzonti di ghiaie e ciottoli di spessore da metrico a decametrico, localizzati e relativamente più concentrati a W della città di Mantova; in questa unità sono numerose e di potenza rilevante (anche 10 m) le lenti argilloso-limoso-torbose.

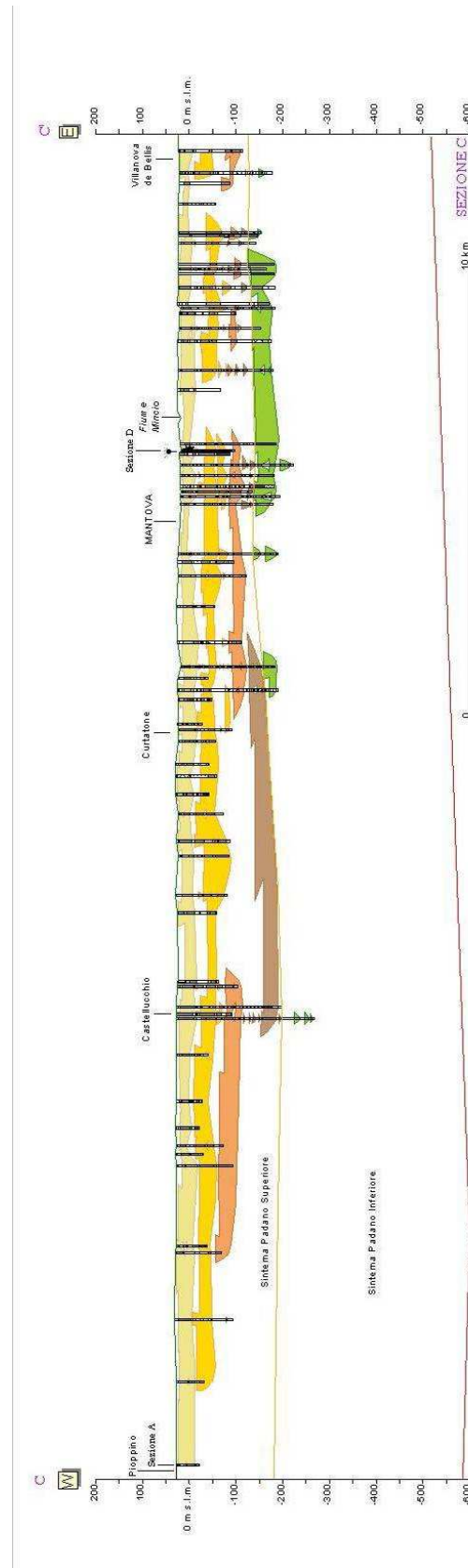


Fig. 40. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione C.

4.5. Dalla cerchia morenica alla *channel belt* padana (Sezione D)

La Sezione D si estende in direzione NNW-SSE dalla fascia di alta pianura mantovana ai piedi della cerchia morenica gardesana, fino a San Benedetto Po, per poi piegare da qui verso E e raggiungere il confine regionale tra Mantova e Ferrara presso Ficarolo, dove incrocia la Sezione CC' di Molinari *et al.* (2007), modificata in questo lavoro a formare la Sezione F.

La sezione presenta una lunghezza totale di oltre 77 km e, in questo lungo tratto, le quote topografiche decrescono gradualmente da 50 m s.l.m. a circa 10 m s.l.m..

Per i primi 10 km circa la sezione attraversa depositi superficiali prevalentemente ghiaiosi, che divengono sabbiosi con torbe ed argille nella zona della città di Mantova e dei suoi Laghi e, infine, principalmente argilloso-limosi per il restante tratto di sezione.

La superficie gialla ricostruita sulla base dei dati di Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002) scende con basso gradiente da quota -50 m s.l.m. all'inizio della sezione fino alla massima profondità di -250 m s.l.m. nel sottosuolo di San Benedetto Po; successivamente risale, con qualche ondulazione, alla quota di circa -90 m s.l.m. verso la parte terminale della sezione. Il Sintema Padano Superiore, dunque, mostra in questa sezione spessori compresi tra 100 e 260 m circa. Il limite basale del Sintema Padano Inferiore si colloca all'inizio della sezione a quote superiori a -300 m s.l.m. e si approfondisce verso S raggiungendo la profondità massima di oltre -500 m s.l.m. nel sottosuolo di Virgilio. Da qui risale fino a -350 m poco ad oriente di Quistello; nei pressi di Poggio Rusco si ritrova a profondità intorno a -400m da cui risale gradualmente fino a quota -110 m s.l.m. nel tratto finale della sezione.

Per la ricostruzione stratigrafica di dettaglio sono state utilizzate circa 100 stratigrafie di pozzi per acqua, in alcuni casi anche abbastanza profondi, la cui distribuzione lungo la traccia risulta però poco omogenea: il tratto a E di Poggio Rusco, infatti, risente di una significativa carenza di dati. In questo caso, la definizione geometrica dei corpi sedimentari è risultata decisamente più difficoltosa e si è ricorsi per questo a dati ottenuti tramite sismica passiva. Questi dati, riportati nell'Allegato 4, sembrano fornire una buona guida nella ricostruzione dell'andamento dei tetti e delle basi dei corpi sabbiosi di canale fluviale: nella sezione sono considerati spesso affidabili nella individuazione del tetto dell'unità I e delle basi delle unità II e III. Anche in questa sezione compare il sondaggio MN1 precedentemente descritto.

Nonostante i problemi connessi con la carenza di dati, da questa sezione (Fig. 41, Allegato 5) emerge ancora la netta ciclicità dei depositi tardoquaternari padani, in cui si distinguono orizzonti prevalentemente argillosi attribuibili ad ambiente di piana inondabile e corpi sabbiosi, in alcuni casi ghiaiosi, di canale fluviale. Nei primi 10 km di sezione si rinvenivano due cicli completi (Sequenze A1 e A2) ai quali se ne aggiunge un terzo (Sequenza A3) a partire da

Marmirolo e un quarto (Sequenza A4) a S della città di Mantova. Nella zona depocentrale, tra San Benedetto Po e Quistello, si nota la presenza di un quinto corpo sabbioso (unità V). Gli spessori delle sequenze complete sono compresi tra 30 e 60 m. La successione sedimentaria termina verso l'alto con la classica unità prevalentemente argillosa post-olocenica (Sequenza A0) che, nella zona prossima all'anfiteatro morenico gardesano, è rappresentata da ghiaie affioranti interessate da suoli generalmente evoluti, rossastri, da poco a moderatamente profondi, decarbonatati in superficie e talvolta fortemente calcarei in profondità, a tessitura tendenzialmente franca o talora sciolta, spesso molto drenati di tipo *Calcic Haploxeralf*, *Calcixerollic Xerocherpts*, *Calcic Rhodoxeralf*, *Fluventic Xerocherpts* (E.R.S.A.L. & Amministrazione Provinciale di Mantova, 1997).

In linea generale, lo spessore dei depositi fini di tutte le unità riconosciute tende, in direzione N-S, prima ad aumentare, con passaggio da spessori di circa 10 m a valori anche di alcuni decimetri e, successivamente, a diminuire a favore di una componente sabbiosa relativamente abbondante: nei primi 10 km di sezione il rapporto S/A, infatti, è di circa 2:1, da Marmirolo a Virgilio si approssima a 1:1 e tra quest'ultima località e il Fiume Po presenta valori intorno a 1:2; tra il fiume e Quistello è quantificabile intorno a 1:1 e, nel tratto conclusivo della sezione, è di circa 2:1.

Dal punto di vista geometrico, i corpi sedimentari si presentano quasi perfettamente orizzontali, con abbassamenti di quota in corrispondenza della zona depocentrale: il tetto dell'unità I si mantiene mediamente intorno a quota 20 m s.l.m. fino all'abitato di Quistello, a S del quale si approfondisce fino alla fine della sezione a quota 0 m s.l.m.; il tetto dell'unità II, invece, si presenta mediamente intorno a quota -15 m s.l.m. e si approfondisce in zona depocentrale nel sottosuolo di San Benedetto Po fino a quota -50 m s.l.m., da cui risale fino a -30 m nei pressi di Quistello, per poi scendere fino a -75 m a N di Sermide e risalire fino a quota -40 m s.l.m. alla fine della sezione; l'unità III si presenta a profondità di circa -65-75 m fino a Bagnolo San Vito, raggiunge quota -115 m nel depocentro di San Benedetto Po, risale verso quota -90 m fino a Quistello, si approfondisce di nuovo a quote superiori a -100 m fino a Sermide, per poi risalire nel tratto finale della sezione intorno a -90 m s.l.m.. Il tetto dell'unità IV, infine, dove attraversato dalle stratigrafie, si rinviene circa alle quote comprese tra -130 m e 200 m s.l.m.. L'unità V tra San Benedetto Po e Quistello si colloca a profondità comprese tra -200 e -250 m s.l.m..

In ogni corpo grossolano si registra, in direzione N-S, una significativa diminuzione granulometrica, con passaggio da ghiaie e sabbie ghiaiose a sabbie medie e fini; questi depositi grossolani si ritrovano a vari livelli e con discreti spessori tra Porto Mantovano e Virgilio. Come

nella sezione precedente si rileva, inoltre, una notevole concentrazione di depositi torbosi nella zona attualmente occupata dai Laghi di Mantova e poco più a S.

Nel dettaglio le sequenze mostrano le seguenti caratteristiche.

- Sequenza A1: alla base è costituita da un'unità argillosa il cui spessore varia da pochi metri nei tratti iniziale e finale della sezione a qualche decina di metri tra Porto Mantovano ed il Po; alcuni sottili intervalli torbosi si ritrovano nella zona tra Mantova e Virgilio. Nella parte alta, si ritrova un'unità grossolana (unità I) che tra Bozzolo e Marengo è composto da ghiaie, in alcuni casi ghiaie sabbiose, con spessore inferiore a 10 m e che diventa principalmente sabbioso nel resto della sezione; gli spessori variano da una decina di metri a valori massimi anche di 60 m.
- Sequenza A2: nella parte inferiore è formata da un'unità argillosa con uno spessore medio non superiore a 10 m e continuo lateralmente lungo tutta la sezione, nella quale si rinvenivano alcune lenti sabbiose e numerosi livelli torbosi tra Porto Mantovano e Virgilio. I depositi sabbiosi nella parte superiore (unità II) si mostrano a tratti discontinui con spessori variabili da qualche metro a diverse decine di metri, soprattutto a S di Poggio Rusco. Tra Virgilio ed il Po, inoltre, si nota una bipartizione del corpo sabbioso, con presenza di un deposito fine intermedio con spessore medio superiore a 15 m. Si nota infine una tendenza alla diminuzione della granulometria da N a S e un arricchimento locale in ghiaie nel sottosuolo della città di Mantova.
- Sequenza A3: è rappresentata alla base da un'unità fine, non sempre attraversata dai dati, con spessore medio dell'ordine di qualche metro e frequenti arricchimenti in sabbie lungo tutta la sezione; nella parte alta si osserva lungo tutta la sezione un corpo sabbioso di canale fluviale (unità III) a geometria tabulare, con spessore medio di circa 20 m e massima potenza (oltre 50 m) nella zona depocentrale. Presenta arricchimenti in ghiaie tra Porto Mantovano e Mantova e tra il Fiume Po e San Benedetto Po.
- Sequenza A4: è intercettata solo da poche stratigrafie intorno a Mantova e, soprattutto tra il Po e Quistello, è caratterizzata alla base da un'unità argillosa di una decina di metri di spessore e, nella parte alta, da un corpo sabbioso (unità IV) con spessore medio intorno a 20 m.

Infine, il quinto corpo sabbioso ricostruito nel sottosuolo di San Benedetto Po (unità V) mostra una buona continuità laterale e uno spessore medio di oltre 20 m

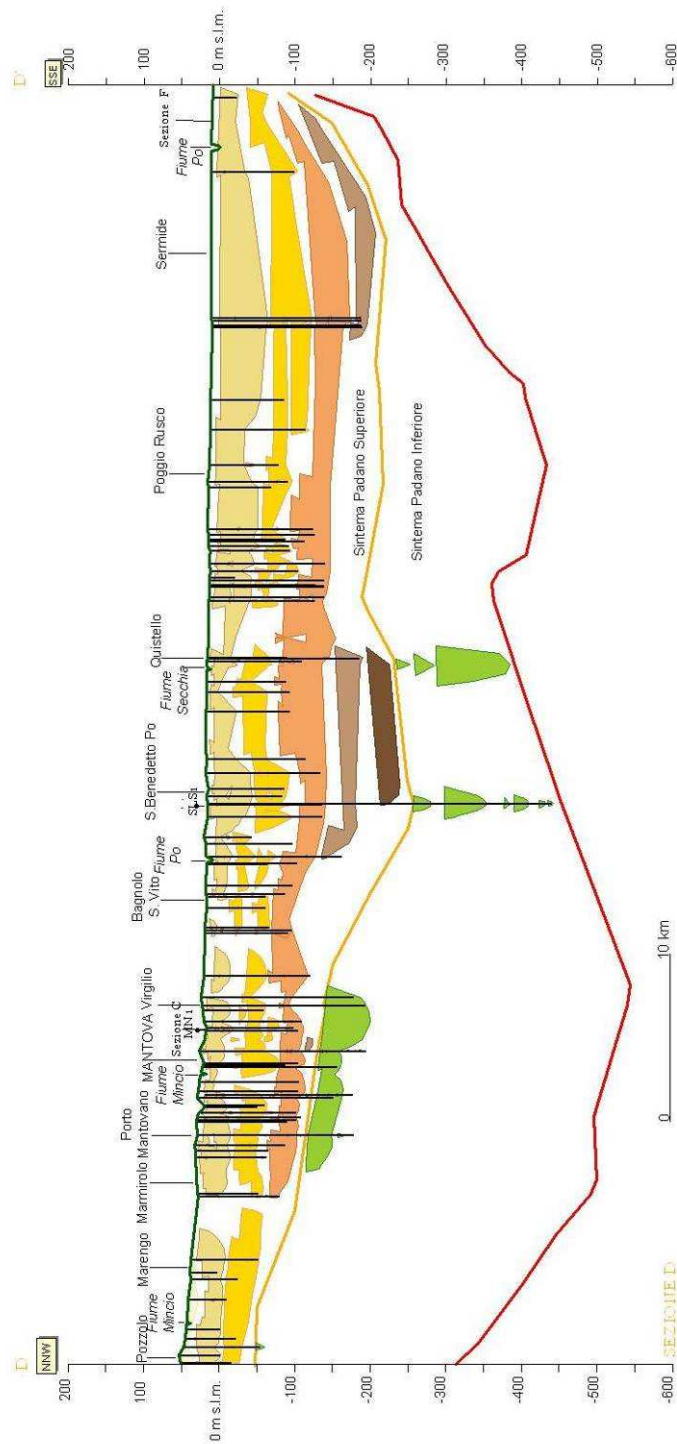


Fig. 41. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione D.

4.6. Dalla *channel belt* alla piana costiera ferrarese (Sezione E)

Il tracciato di questa sezione attraversa le province di Mantova e Ferrara, estendendosi dalla Pianura Padana centrale a W dell'abitato di Villastrada in direzione W-E fino a Poggio Rusco e da qui, in direzione NW-SE, fino a Lido degli Estensi, nella pianura costiera romagnola. Le quote topografiche lungo la direttrice della sezione decrescono da quote medie intorno a 10 m s.l.m. a quote di poco al di sotto del livello del mare. La sezione attraversa depositi superficiali prevalentemente argilloso-limosi, che divengono sabbiosi sia tra Villastrada e Pegognaga, dove interseca alcuni paleoalvei padani, sia nell'area costiera romagnola.

Questa sezione attraversa nel sottosuolo il complesso delle Pieghe Ferraresi, come testimoniato dall'andamento delle superfici di base del Sintema Padano Superiore ed Inferiore ricavate utilizzando i dati di Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP (2002), Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) e Molinari *et al.* (2007). La discontinuità sismica più recente si muove da quota -320 m s.l.m. all'inizio della sezione e raggiunge la quota minima di circa -50 m s.l.m. tra Bondeno e Ferrara e da qui si immerge in modo regolare a NE verso la zona costiera, fino a quote intorno a -350 m s.l.m.. Lo spessore del Sintema Padano Superiore è compreso dunque tra un massimo di oltre 350 m ad un minimo di una cinquantina di metri in corrispondenza degli alti strutturali ferraresi. Del tutto analoga è la geometria della *unconformity* basale del Sintema Padano Inferiore, che all'inizio di questa sezione si presenta alla quota di circa -580 m s.l.m.; da qui risale, fino a convergere con il limite sovrastante nella zona di alto strutturale tra Bondeno e Ferrara a SE della quale, per il tratto in cui i dati sono disponibili, le due superfici si mantengono approssimativamente parallele. Il Sintema Padano Inferiore mostra dunque uno spessore massimo di 250 m e uno minimo di alcuni metri ad oriente delle strutture ferraresi.

Per la realizzazione di questa sezione (Fig. 42, Allegato 6) sono state selezionate oltre 110 stratigrafie di pozzi per acqua con profondità comprese mediamente tra 35 m e 250 m, concentrate soprattutto nei primi 35 km della traccia e tra Ferrara e Gualdo; per i rimanenti tratti di sezione si sottolinea una densità di dati molto bassa (anche inferiore a 1 pozzo per 30 km lineari), ma di buona qualità, poiché costituiti principalmente da sondaggi a carotaggio continuo con profondità medie intorno a 37m. Queste poche indagini sono state integrate da dati ottenuti tramite sismica passiva, che sono visibili in Allegato 5: questi si sono dimostrati affidabili nella correlazione della base delle unità I e II e del tetto delle unità II e III. La ricostruzione geometrica si avvale, inoltre, dell'incrocio con le sezioni di Molinari *et al.* (2007), di cui sono riportati fedelmente i dati stratigrafici.

Analogamente alla successione sedimentaria indagata dalle precedenti sezioni, i dati evidenziano chiaramente la ciclicità deposizionale tipica del primo sottosuolo padano, con l'alternanza verticale di depositi fini e grossolani. In particolare, si riconoscono lungo tutta la sezione, ad eccezione del tratto di alto strutturale, tre sequenze complete (Sequenze A1, A2, A3) e solo tra San Giacomo delle Segnate e Poggio Rusco i dati permettono di seguire la geometria dei depositi che costituiscono il quarto ciclo (Sequenza A4). Al di sopra di questi si registra l'insieme dei depositi argillosi che formano la parte inferiore del ciclo post-olocenico, che verso S è costituita da depositi sabbiosi di spiaggia (Sequenza A0).

Nel tratto sud-orientale della sezione, tra Ostellato e Lido degli Estensi, le caratteristiche geometriche dei corpi sedimentari permettono di effettuare alcune considerazioni circa la trasformazione sottocorrente delle *facies*, da depositi continentali a costieri. La variazione laterale delle *facies* è stata chiaramente documentata per i depositi più recenti da Amorosi *et al.* (2003; 2004) e inglobata in un modello valido per le sequenze più antiche sulla base di dati provenienti dall'adiacente pianura ravennate (Amorosi & Colalongo, 2005; Amorosi, 2008). Forti analogie stratigrafiche con i suddetti lavori permettono di interpretare i depositi sabbiosi progradanti osservati nella parte inferiore dei cicli come depositi costieri e deltizi messi in posto durante le fasi di stazionamento del livello del mare (HST). I depositi trasgressivi di spiaggia (TST), di spessore generalmente inferiore a pochi metri e costituiti da sabbie fini e finissime non sono in genere riportati nelle stratigrafie di pozzi per acqua.

Nel complesso, lo spessore dei corpi sabbiosi diminuisce verso SE, dove lenti sabbiose di canale fluviale costituiscono l'equivalente distale degli spessi e continui corpi di canale fluviale riconosciuti nelle aree prossimali di centro pianura. Il rapporto S/A, senza tener conto dei cambiamenti di *facies*, si mantiene intorno a 3:1 fino a Poggio Rusco e diventa 1:1 circa per tutto il resto della sezione.

In linea generale il tetto dell'unità I si mantiene intorno a quota 0 m s.l.m. fino a Poggio Rusco e, da qui a San Martino Spino, si approfondisce fino a quota -10 m; risale poi sull'alto strutturale, fino ad un massimo di circa 30 m s.l.m., e si rinvia nella parte terminale della sezione intorno a quota -50 m s.l.m.. Il tetto dell'unità II si innalza lungo la sezione dalla quota media di circa -60 m s.l.m. fino a San Martino Spino verso la quota media di -30 m tra Bondeno e Ferrara, per poi ridiscendere fino alla quota di massima profondità di -120 m s.l.m. tra Comacchio e Lido degli Estensi. La superficie sommitale dell'unità III si aggira intorno a quota -100 m s.l.m. per i primi 55 km, per poi appoggiare in discordanza angolare sulla superficie basale del Sistema Padano Superiore; al di là degli alti ferraresi, la stessa superficie è nuovamente osservabile poco a S di Ferrara ad una profondità di circa -80m, dalla quale si approfondisce progressivamente oltre i -200 m nell'ultimo tratto verso mare. Il tetto dell'unità IV

è stato riconosciuto solo nei pozzi profondi compresi tra San Giacomo delle Segnate e Poggio Rusco, dove si colloca intorno a -175 m s.l.m..

In questa sezione i cicli deposizionali presentano le seguenti caratteristiche.

- Sequenza A1: è formata alla base da un unità argilloso, con localizzati arricchimenti torbosi, in cui si collocano alcune lenti sabbiose tra Suzzara ed il fiume Secchia; lo spessore medio è inferiore a 10 m fino a Poggio Rusco, mentre a E può raggiungere i 20 m. Negli ultimi 25 km di sezione questi depositi vengono parzialmente sostituiti da un sottile intervallo sabbioso di ambiente costiero. Il deposito sabbioso nella parte alta della sequenza (unità I) si presenta continuo per oltre 70 km, con spessori medi intorno a 50 m, frequenti lenti argillose intorno a quota -10 m s.l.m.; dal punto di vista litologico, è principalmente costituito da sabbie medie e grossolane, che si arricchiscono in ghiaie tra il Po e Poggio Rusco, diventando più fini verso SE. Questo corpo si chiude poco prima di Ferrara e, da qui fino alla costa, è sostituito da lenti sabbiose con spessori medi inferiori a 10 m e persistenza laterale limitata ad alcuni km, isolate a varie profondità in depositi principalmente argillosi.
- Sequenza A2: presenta caratteristiche del tutto simili a quelle della sequenza sovrastante, con una porzione argillosa inferiore continua e poco spessa (si tratta mediamente di potenza inferiori a 5-10 m) ed un unità sommitale sabbioso (unità II) con spessori compresi tra 35 e 60 m, che si riducono a 20 m tra Poggio Rusco e Ferrara, costituito da sabbie medie e localmente grossolane. La continuità laterale di questo unità è discreta anche nella parte distale della sezione.
- Sequenza A3: l'unità argilloso basale è raramente intercettato dai dati; l'unità presenta nella parte superiore un deposito (unità III) di sabbie medie, lateralmente continuo con potenza media superiore a 60 m fino a San Giacomo delle Segnate, che debolmente si assottiglia tra Poggio Rusco e San Martino Spino; a S di questa località il corpo sedimentario si chiude in *onlap* sulla *unconformity* principale. L'unità III è nuovamente osservabile a SE di Ferrara, con spessori analoghi per una decina di chilometri. Poco a NW di Ostellato e fino quasi a Comacchio questo unità si assottiglia decisamente, raggiungendo spessori medi di circa 5 m e suddividendosi in due corpi separati da un unità argilloso spesso qualche metro.
- Sequenza A4: in questa sezione è rappresentata unicamente dalla sua parte sommitale (unità IV), incontrata in pozzo tra San Giacomo D/S e Poggio Rusco, dove presenta spessore di circa 30 m ed una persistenza laterale di alcuni chilometri.

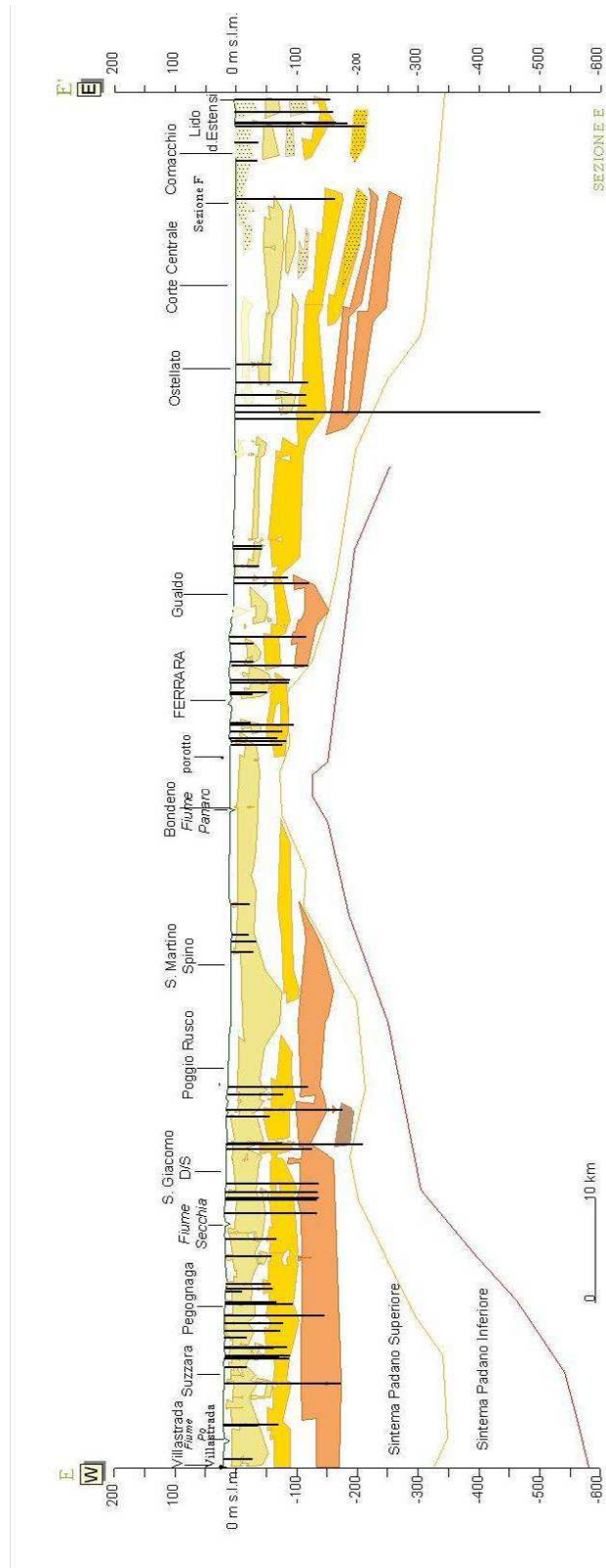


Fig. 42. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione E.

4.7. La pianura ferrarese (Sezione F)

Questa sezione è stata ridisegnata rispettando fedelmente i dati pubblicati da Molinari *et al.* (2007) e unificando cromaticamente la legenda alle precedenti sezioni.

La modifica apportata riguarda esclusivamente la porzione di sezione a SE di Tresigallo, dove è stata introdotta la distinzione tra corpi sabbiosi di spiaggia e *facies* di ambiente continentale.

La sezione parte dal confine tra le Province di Mantova e Ferrara presso l'abitato di Ficarolo e, con direzione NW-SE, raggiunge Comacchio nella piana costiera ferrarese. La sezione ha una lunghezza complessiva di oltre 68 km e una profondità di indagine mediamente superiore a 150 m.

Le quote topografiche si mantengono intorno o poco al di sotto di 0 m s.l.m. per tutta la sezione e i depositi superficiali attraversati sono principalmente argillosi ed attribuibili all'unità affiorante AES8 (Subsistema di Ravenna).

Questa sezione (Fig. 43 e Allegato 7) ricade nel settore sud-orientale del Bacino Padano, caratterizzato dalla complessa struttura geologica della Dorsale Ferrarese (Molinari *et al.*, 2007); essa è costituita da un insieme di sovrascorrimenti sepolti che hanno prevalente direzione WNW-ESE e che danno origine a una struttura monoclinale NE-vergente ad oriente della città di Ferrara. La base del Sistema Padano Superiore, infatti, si presenta alla quota di circa -150 m all'inizio della sezione e da qui, attraversando una struttura anticlinale molto pronunciata, raggiunge con elevato gradiente la quota minima di circa -120 m s.l.m. presso l'abitato di Pontelagoscuro, ad est del quale si approfondisce verso SE con relativa regolarità. La successione quaternaria investigata presenta dunque spessori fortemente variabili, da valori massimi di oltre 350 m nel sottosuolo di Comacchio a minimi di 150 m in corrispondenza dell'alto strutturale.

La ricostruzione geometrica dei corpi sedimentari è proposta dagli Autori sopra citati attraverso l'utilizzo di alcune decine di stratigrafie di pozzi per acqua, sette log elettrici relativi ad altrettanti Pozzi AGIP e un sondaggio a carotaggio continuo realizzato da Regione Emilia-Romagna presso Casaglia con una profondità di circa 130m.

Anche in questo tratto del Bacino Padano si riscontra la ciclicità deposizionale descritta nelle sezioni precedenti, determinata dall'alternanza sulla verticale di depositi di varia natura, nella quale sono state distinte le sequenze A0, A1, A2, A3 e A4.

Sulla base dell'analisi di *facies* condotta su numerosi carotaggi, Molinari *et al.* (2007) affermano che i depositi indagati in questa sezione sono essenzialmente fluvio-deltizi e di piana alluvionale di origine padana (Sequenze A0, A1 e A2) e litorali-marini (Sequenze A3 e A4). Lungo la traccia della sezione gli Autori sottolineano la variazione della natura dei depositi che,

in eteropia di *facies*, da alluvionali divengono transizionali e poi marini avvicinandosi alla costa. Questi orizzonti mostrano una evidente continuità laterale e spessori medi compresi tra 10 e 30 m. Nel dettaglio, si nota uno spessore rilevante per l'unità argilloso alla base della Sequenza A1 che determina un rapporto S/A stimabile intorno a 1:1, mentre, per le rimanenti sequenze la porzione sabbiosa è decisamente dominante.

Sulla base di queste considerazioni dei dati provenienti da aree limitrofe (Amorosi *et al.*, 2004) nel tratto costiero della sezione sono stati evidenziati, attraverso retinatura, i depositi sabbiosi attribuibili a *facies* di spiaggia, che si alternano sulla verticale con gli orizzonti argillosi di piana deltizia.

Analogamente a quanto descritto per le sezioni precedenti, la geometria dei corpi sabbiosi nella parte superiore delle sequenze è influenzata dall'andamento della *unconformity* principale alla base del Sistema Padano Superiore, con un grado di deformazione tettonica decrescente verso l'alto. Il tetto dell'unità I, infatti, si presenta pressoché orizzontale, mantenendosi per l'intera sezione compreso tra quota -25 m e -35 m s.l.m.; il tetto dell'unità II si incontra a circa -60 m s.l.m. all'inizio della sezione, raggiunge quota -50 m in prossimità dell'alto strutturale e poi digrada abbastanza regolarmente fino alla quota massima di -125 m s.l.m. circa nel tratto finale. L'unità III, più profondo, risentendo maggiormente della geometria complessa delle anticlinali sepolte, è presente a inizio sezione a quota -90 m s.l.m.; da qui risale presso Pontelagoscuro fino a -75 m, per poi riapprofondirsi fino a -225 m s.l.m. nel sottosuolo di Comacchio. Infine, l'unità IV si rinviene presso l'abitato di Ficarolo a circa -125 m di profondità, raggiunge la quota minima di circa -115 m s.l.m. a Pontelagoscuro, si riapprofondisce in struttura sinclinalica fino a -125 m s.l.m. come testimoniato nel log di Francolino; nel tratto finale della sezione assume una geometria piuttosto regolare, SE-vergente, raggiungendo la profondità massima di oltre -300 m s.l.m. a Comacchio.

Le sabbie sono di provenienza sia padana che appenninica e spesso si ritrovano, nei depositi più grossolani, tendenze granulometriche CU e frequenti fenomeni di amalgamazione (Molinari *et al.*, 2007).

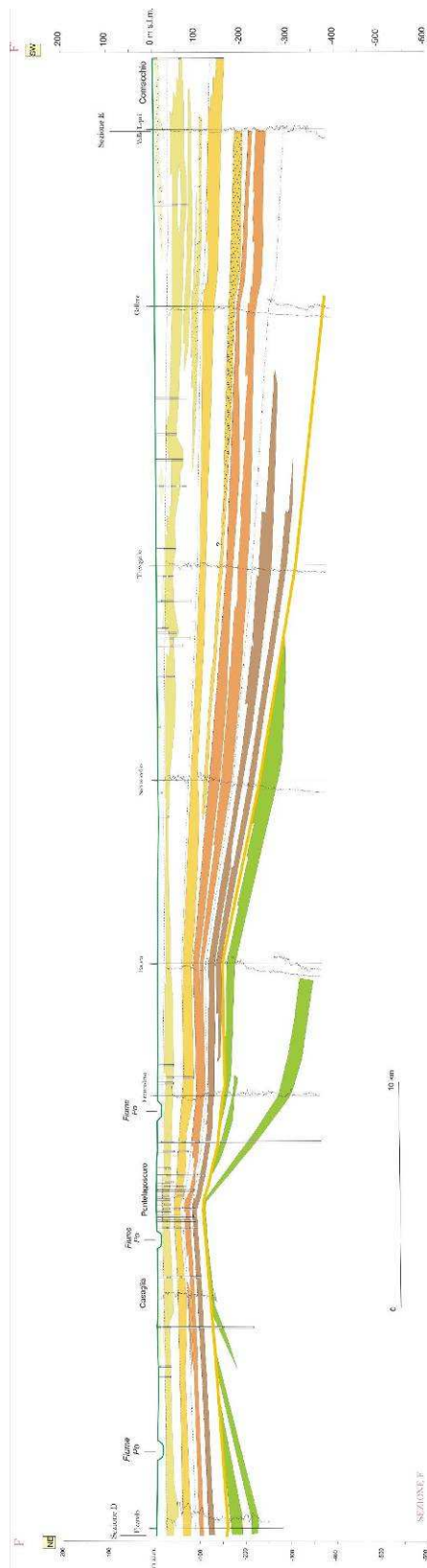


Fig. 51. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione F.

CAPITOLO 5

STRATIGRAFIA DEL BACINO PADANO MEDIANTE SISMICA PASSIVA

I principi della sismica passiva e, in particolare, la tecnica HVRS (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) hanno raggiunto la massima popolarità in Giappone a partire dagli anni settanta come strumento per la microzonazione sismica speditiva; le potenzialità del metodo a questo riguardo sono tuttavia ancora dibattute, a livello sia teorico che pratico.

In Italia questa tecnica è stata utilizzata recentemente da ricercatori del Dipartimento di Fisica - settore Geofisica - dell'Università di Bologna (Castellaro *et al.*, 2005; Castellaro & Mulargia, 2008; Mulargia & Castellaro, *in press*), che hanno applicato questo strumento di indagine a contesti geologici differenti (detriti di versante, terreni di fondazione di edifici dissestati, corpi di frana, successioni alluvionali), mostrando come la tecnica possa costituire un efficace strumento di prospezione geologica indiretta di sottosuolo. Il principale vantaggio della sismica passiva consiste nell'estrema rapidità di raccolta dei dati, che avviene mediante l'utilizzo di una strumentazione portatile adatta ad ogni superficie, con conseguenti bassissimi costi di acquisizione del dato.

Obiettivo di questo lavoro è di mostrare le possibilità di impiego della tecnica di sismica passiva a fini stratigrafici, nell'ottica di sviluppare le potenzialità del metodo di indagine in aree prive di una adeguata base dati (Amorosi *et al.*, 2008). La ricostruzione stratigrafica di dettaglio del sottosuolo padano eseguita in questo lavoro ha fornito la base conoscitiva di partenza sulla quale sperimentare la tecnica HRSV di seguito illustrata. Lungo la traccia di alcune delle sezioni illustrate al capitolo 4 (Allegati 5 e 6) sono state distribuite circa trenta misurazioni, che sono state inizialmente calibrate nel corso di una tesi di laurea triennale (Chinè, 2007) e successivamente reinterpretate in una tesi di laurea specialistica (Pieri, 2008).

Questi dati sono stati integrati da altre cinque prove eseguite e calibrate nell'ambito di questa tesi con l'aiuto del Dott. Enrico Pieri.

5.1. Base concettuale

La crosta terrestre superficiale è costantemente interessata da piccole vibrazioni, largamente inferiori alla percezione umana, con ampiezze dell'ordine di 10^{-4} - 10^{-2} mm, dette anche "microtremori" o "rumore sismico di fondo", che consistono per lo più nelle onde prodotte dall'interferenza costruttiva tra onde P ed S negli "strati" più superficiali, dove al termine strato viene data un'accezione sismica e non sedimentologica.

La disciplina geofisica che si occupa dell'acquisizione di questi dati è detta "sismica passiva", distinta dalla "sismica attiva" poiché, a differenza di quest'ultima, non necessita di una sorgente

di energia per la creazione delle onde: il disturbo scartato nelle misurazioni sismiche “classiche” diventa in questo caso l’informazione da considerare.

Il rumore sismico di fondo è presente in ogni punto della superficie del Pianeta e ha tre origini fondamentali che, avendo ampiezze molto diverse, si propagano a distanze differenti (Castellaro *et al.*, 2005):

- le onde oceaniche, che si propagano per oltre 3000 km dal punto sorgente;
- le perturbazioni atmosferiche, come il vento e le variazioni barometriche, che si propagano per distanze non superiori a 200-300 km;
- le attività antropiche (traffico stradale e ferroviario, industrie ecc.), che si propagano al massimo per 10-30 km dalla sorgente.

Analogamente alle onde generate dai terremoti, anche le onde elastiche originate dal microtremore nel tragitto dalla sorgente (*s*) al sito (*x*) in cui vengono captate subiscono riflessioni, rifrazioni, intrappolamenti per fenomeni di guida d’onda e attenuazioni che dipendono dalla natura del sottosuolo attraversato.

La forma dell’onda registrata nel sito *x*, inoltre, dipende da alcuni fattori:

- dalla forma dell’onda prodotta dalla sorgente *s*;
- dagli effetti di percorso dell’onda;
- dalla risposta dello strumento utilizzato per la registrazione.

In particolare, nelle zone in cui non è presente alcuna sorgente di rumore locale, in assenza di vento e nel caso in cui il terreno sia roccioso e pianeggiante, lo spettro del rumore sismico di fondo è quello di Figura 44 nella quale, secondo il servizio geologico statunitense (USGS), la curva blu rappresenta il rumore di fondo minimo di riferimento e la linea verde il valore massimo di tale rumore. I due picchi a 0,14 e 0,07Hz sono comunemente riferiti alle onde oceaniche che, per effetti di guida d’onda, vengono attenuati molto poco anche dopo tragitti di migliaia di chilometri. A questo andamento generale si sovrappongono le sorgenti locali.

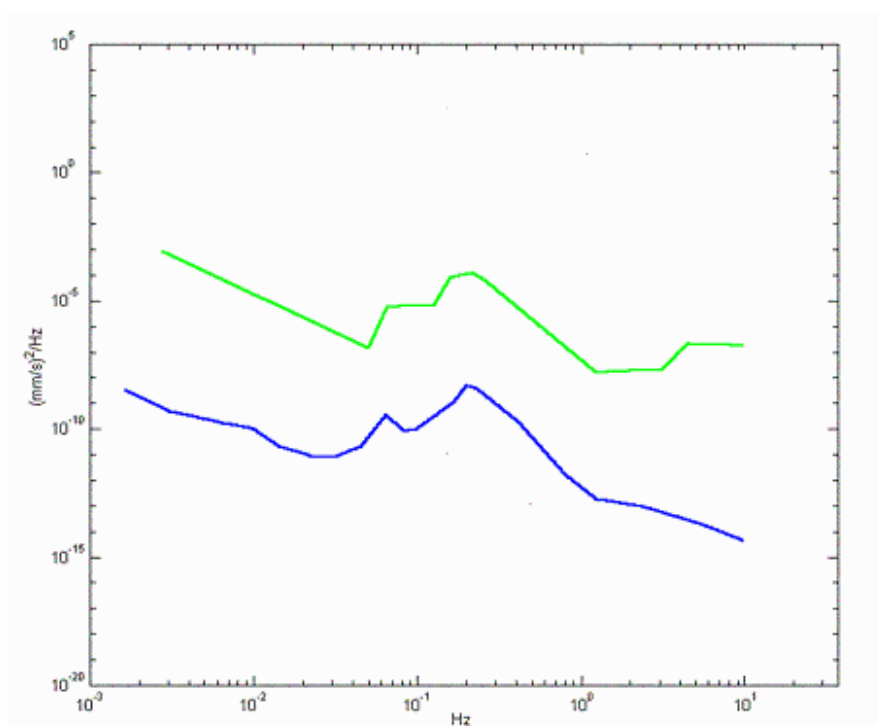


Fig. 44. Spettro del rumore sismico (in termini di velocità, componente verticale del moto) minimo e massimo secondo i modelli standard del servizio geologico statunitense (da Castellaro *et al.*, 2005).

I rumori generati dalle sorgenti locali vengono registrati negli spettri ottenuti tramite sismica passiva; si sottolinea però che l'informazione relativa alla sorgente *s* viene persa, mentre sono presenti le informazioni relative al percorso del segnale *e*, quindi, relative alla struttura locale vicino al sensore.

Le informazioni sul percorso d'onda sono nascoste all'interno del rumore casuale e da qui devono essere estratte attraverso opportune tecniche. Tra queste, la maggiormente consolidata ai fini dell'indagine stratigrafica di sottosuolo, è la cosiddetta tecnica a stazione singola dei rapporti spettrali (HVRS), introdotta negli anni settanta da Nogoshi & Igarashi (1970) per la determinazione dell'amplificazione sismica locale e resa popolare da Nakamura (1989). Questa tecnica oggi sembra offrire buone prospettive di utilizzo anche a fini stratigrafici particolareggiati (Gallipoli *et al.*, 2000; Castellaro *et al.*, 2005), avendo già dimostrato di risolvere situazioni alla scala di bacino (Ibs Von Seth & Wohlenberg, 1999; Mulargia & Castellaro, *in press*; Amorosi *et al.*, 2008).

Il metodo HVRS consiste nello studio del rapporto spettrale tra componente orizzontale e verticale del rumore (*H/V spectrum*), il cui valore è direttamente correlato con la frequenza di risonanza determinata dal passaggio dell'onda tra due strati con una differenza significativa del

contrasto di impedenza. Infatti, se si considera un sistema stratificato in cui i parametri variano solo con la profondità, come quello rappresentato in Figura 45, in cui gli strati 1 e 2 si distinguono per densità (ρ_1 e ρ_2) e velocità di propagazione delle onde sismiche (V_1 e V_2), questi vengono attraversati da un'onda che viene parzialmente riflessa dall'unità che li separa. L'onda così riflessa interferisce con quelle incidenti, sommandosi e raggiungendo le ampiezze massime (risonanza) quando la lunghezza d'onda λ è 4 volte (o suoi multipli dispari) lo spessore h del primo strato. La frequenza di risonanza (f_r) è legata dunque allo spessore e alla velocità delle onde nel primo strato (h_1 e V_1) secondo la relazione:

$$(1) \quad f_r = V_1 / 4 h_1$$

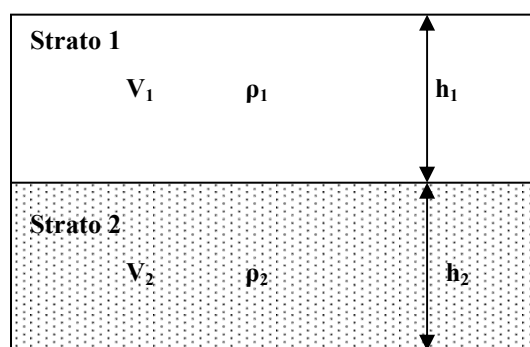


Fig. 45. Modello di suolo costituito da due “strati” a diversa densità (ρ_1 e ρ_2) e velocità delle onde sismiche (V_1 e V_2) e di spessore h_1 e h_2 (modificato da Castellaro *et al.*, 2005).

Teoricamente questo effetto è sommabile, cosicché la curva HVRS mostra come massimi relativi le frequenze di risonanza dei vari strati. Questo, insieme ad una stima media delle velocità di propagazione delle onde, permette di ottenere previsioni sullo spessore h degli strati, convertendo così le frequenze di risonanza in dati stratigrafici.

Nonostante la formulazione teorica della tecnica HVSR e la sua assodata applicazione in ambito ingegneristico e geofisico, il metodo soffre di alcuni inconvenienti legati alla matematica talvolta irrisolvibile che ne sta alla base e che comporta una soluzione non univoca del problema e all'introduzione di parametri stimati costanti (V media) quando nella realtà non sono tali, soprattutto in un sistema stratigrafico complesso come quello alluvionale.

Queste difficoltà sono parzialmente superate dallo studio sia dello spettro delle singole componenti che, soprattutto, di quello H/V che rende più semplice l'interpretazione del segnale, poiché lo normalizza quando il rumore di fondo è più o meno alto, sia per il contenuto in frequenza, che per la risposta strumentale, che per l'ampiezza del segnale.

5.2. Strumentazione e raccolta dei dati

Lo strumento di misura impiegato per le misurazioni del microtremore è chiamato TrominoTM (Fig. 46), ovvero un tromografo portatile digitale studiato appositamente per questo tipo di acquisizioni.



Fig. 46. Il tromografo utilizzato per le registrazioni.

TrominoTM dispone di tre canali analogici connessi a tre velocimetri elettrodinamici ad alta risoluzione disposti secondo tre direzioni ortogonali, che trasmettono il segnale ad un sistema di acquisizione digitale a basso rumore; a questi si aggiunge, quando presente, un canale per il segnale GPS. I parametri di acquisizione possono essere controllati a mezzo del *display* e dei quattro tasti di comando che caratterizzano lo strumento (Pieri, 2008).

Le vibrazioni del terreno vengono amplificate dal dispositivo, convertite in forma digitale, organizzate e salvate su una memoria di tipo *Flash*. Da questa, il segnale può essere trasferito ad un PC mediante un semplice cavo USB dove il codice di calcolo “GrillaTM”, appositamente sviluppato, archivia, analizza e permette la revisione del segnale.

La fase di posizionamento della strumentazione è particolarmente delicata poiché, se non corretta, può inficiare la misurazione. Si rende dunque necessario, prima di procedere alla registrazione del rumore di fondo, rispettare alcuni accorgimenti:

- evitare aree con sorgenti di rumore nelle immediate vicinanze;
- evitare superfici come asfalto o lastricati e preferire terreni vegetali;
- rimuovere la coltre superficiale del terreno (erba o ciottoli o altro), ottenendo una superficie piana di circa 15x20 cm;
- accoppiare lo strumento con il terreno attraverso i piedini in dotazione, evitando di allargare i fori di entrata (nel caso, riposizionare il TrominoTM a poca distanza);
- sistemare lo strumento in condizioni di perfetta orizzontalità, segnalata da un apposita livella a bolla;
- allineare l'asse maggiore di TrominoTM con il N geografico, utilizzando la bussola;
- mantenere lo strumento distante da fonti di campi elettromagnetici (cellulari, PC, ecc.);
- non passeggiare nelle immediate vicinanze durante la registrazione;
- preferire per le misure giornate caratterizzate da maltempo nelle aree adiacenti a quella d'interesse: le condizioni metrologiche turbolente al contorno creano, infatti, un alto e diffuso rumore di fondo che si ripercuote positivamente sulla stazione di misura.

I dati contenuti in questo lavoro sono stati raccolti secondo le modalità appena descritte e presentano una frequenza di campionamento di 128 Hz; le misure, la cui ubicazione è osservabile in Figura 47, hanno richiesto un tempo di acquisizione di 20 minuti ciascuna. La distribuzione delle misure lungo la parte centrale della Sezione D è motivata dalla necessità di una taratura delle prove di sismica passiva con i dati stratigrafici disponibili; per questo motivo le prove sono state eseguite, ove possibile, a ridosso di punti a stratigrafia nota. Al contrario, le prove comprese nel tratto tra Poggio Rusco e Ferrara della Sezione E, sono state appositamente ubicate per arricchire di dati una zona altrimenti povera di informazioni stratigrafiche. Le prove sono state progressivamente numerate e contraddistinte da cerchietti blu (prove pregresse) e verdi (prove eseguite ai fini di questa ricerca); le prove mancanti (13, 17, 20, 22 blu) sono state omesse in quanto ritenute poco affidabili.

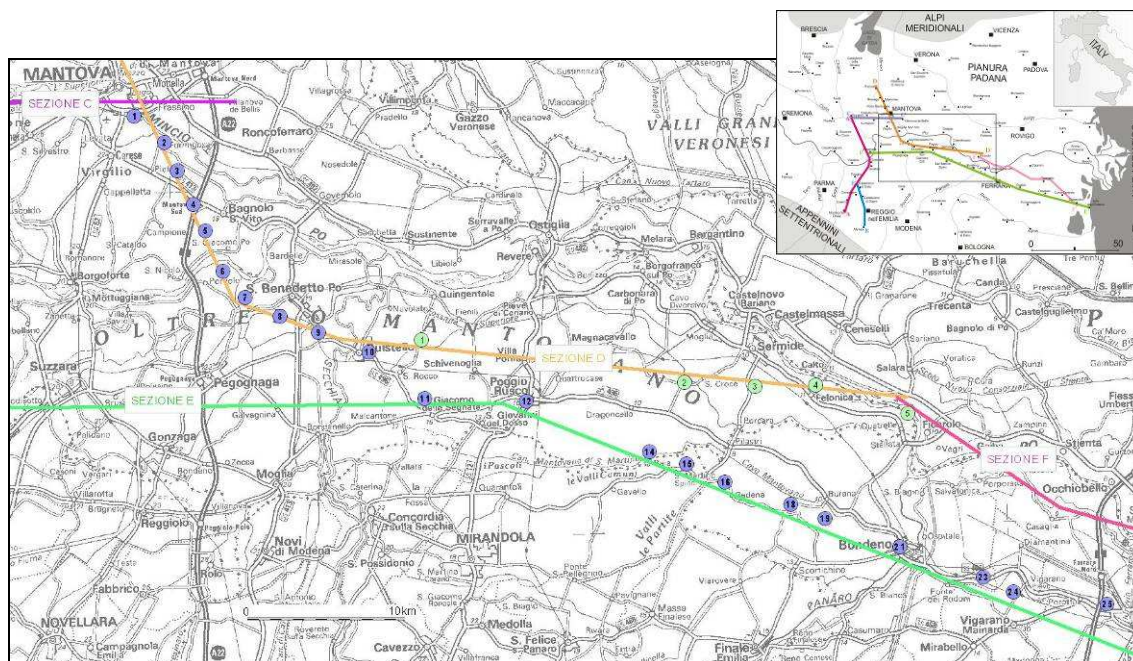


Fig. 47. Ubicazione delle prove di sismica passiva realizzate per questa tesi.

5.3. Restituzione grafica ed elaborazione dei dati

Le procedure di analisi e calibrazione dei dati sono state portate a termine nell'ambito delle due tesi di laurea breve e specialistica prima citate (Chinè, 2007; Pieri, 2008). Personalmente ho partecipato alla realizzazione e all'elaborazione delle ultime cinque misurazioni (cerchietti verdi in Fig. 48), posizionate in aree prive di dati.

In linea generale, una volta che le misure sono state acquisite e salvate dal tromografo, è possibile trasferirle ad un PC che, tramite l'utilizzo del software GrillaTM (in dotazione con TrominoTM), consente l'elaborazione delle informazioni relative al rumore sismico di fondo.

Definiti i parametri iniziali, come il nome della traccia analizzata, l'ampiezza delle singole finestre in cui suddividere la misura (in queste misure pari a 20 s) e la funzione di lisciamento da utilizzare (in questi dati pari al 10%), il software procede con l'analisi spettrale, restituendo tre finestre di dialogo (Fig. 49):

- curva HVRS, in funzione della frequenza (a);
- grafici delle velocità delle singole componenti del moto (b);
- grafico della stabilità nel tempo del grafico HVRS (c).

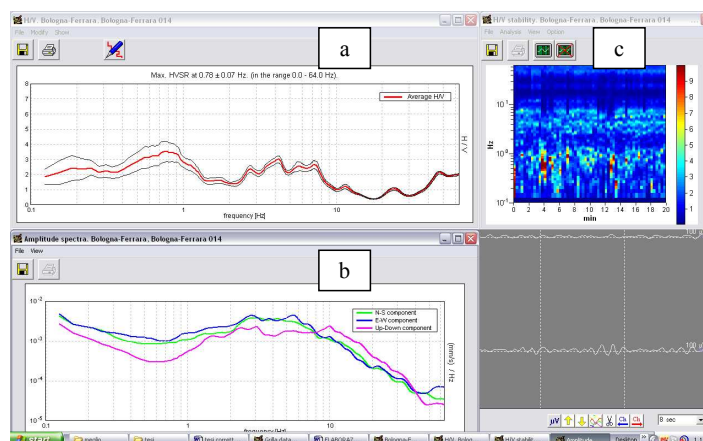


Fig. 48. Finestre di dialogo originate da Grilla: a) grafico H/V; b) grafico delle componenti spettrali; c) grafico della stabilità nel tempo del rapporto H/V (da Pieri, 2008).

In quasi tutti i casi la curva HVRS mostra una deviazione standard elevata visualizzabile sul grafico *a* in termini di *range* tra le curve di riferimento (profilo nero nel grafico *a* di Figure 48 e 49) e i valori medi (profilo rosso nel grafico *a* di Figure 48 e 49). Per migliorare la misura, si opera sulla finestra *c* selezionandovi gli intervalli temporali migliori, eliminando così le componenti di disturbo alla registrazione ed ottenendo una curva (Fig. 49) pronta per le successive fasi di calibrazione ed interpretazione. A questo punto è possibile salvare un *report* delle operazioni eseguite (Fig. 50).

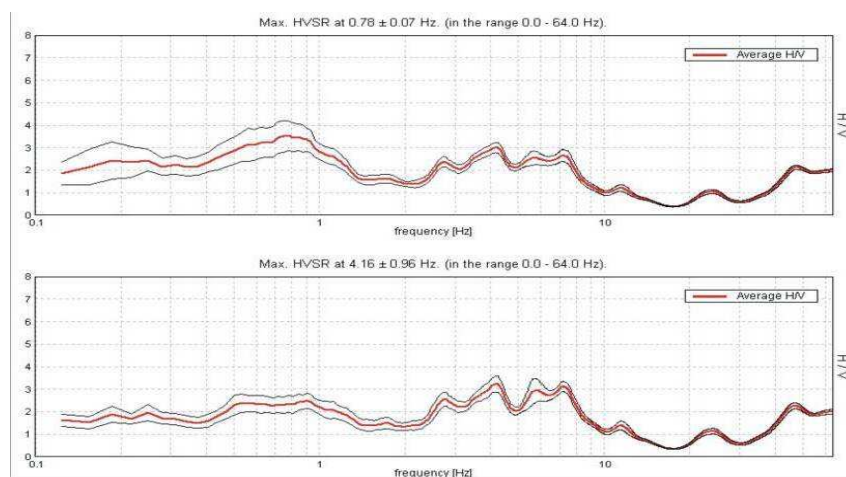


Fig. 49. Grafico H/V precedente e successivo l'operazione di eliminazione degli intervalli temporali con maggiore disturbo (da Pieri, 2008).

MANTOVA, Prova 8

Start recording: 28/01/08 16:46:37

End recording: 28/01/08 17:06:38

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

Trace length: 0h20'00".

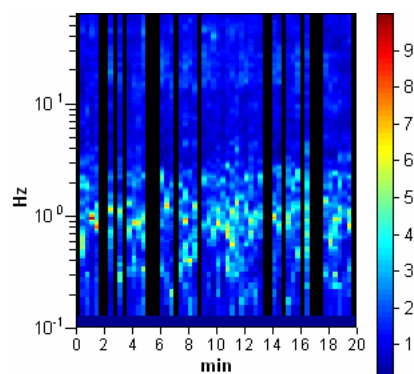
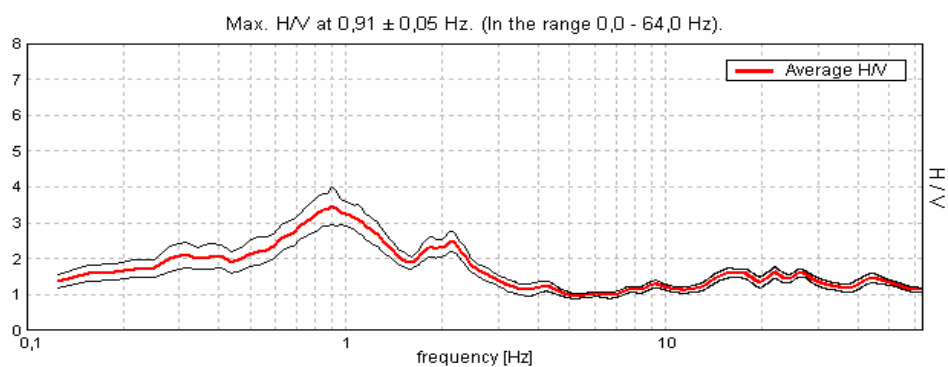
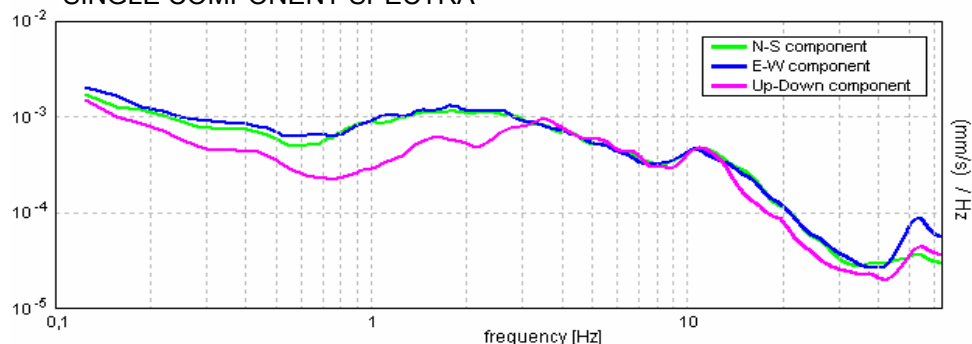
Analyzed 70% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 10%

H/V TIME HISTORY**ORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO****SINGLE COMPONENT SPECTRA**

Max. HVSR at 0,91 ± 0,05 Hz. (in the range 0,0 - 64,0 Hz).					
Criteria for a reliable HVSR curve					
[All 3 should be fulfilled]					
$f_0 > 10 / L_w$	0,91 > 0,50	OK			
$n_c(f_0) > 200$	761,3 > 200	OK			
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 44 times	OK			
Criteria for a clear HVSR peak					
[At least 5 out of 6 should be fulfilled]					
Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	0,25 Hz	OK			
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$	2,531 Hz	OK			
$A_0 > 2$	3,48 > 2	OK			
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0,02621 < 0.05$	OK			
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0,02375 < 0,13594$	OK			
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0,2561 < 2,0$	OK			
L_w	window length				
n_w	number of windows used in the analysis				
$n_c = L_w n_w f_0$	number of significant cycles				
f	current frequency				
f_0	H/V peak frequency				
σ_f	standard deviation of H/V peak frequency				
$\varepsilon(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$				
A_0	H/V peak amplitude at frequency f_0				
$A_{H/V}(f)$	H/V curve amplitude at frequency f				
f^-	frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$				
f^+	frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$				
$\sigma_A(f)$	standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided				
$\sigma_{\log H/V}(f)$	standard deviation of log $A_{H/V}(f)$ curve				
$\theta(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$				
Threshold values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Freq.range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
Log $\theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Fig. 50. Esempio di *report* finale dell'elaborazione di una registrazione di rumore di fondo.

Sugli spettri ripuliti in modo definitivo ed osservati parallelamente ai relativi profili delle singole componenti spettrali sono stati individuati i picchi di frequenza significativi (Fig. 51), necessari al calcolo della profondità delle discontinuità stratigrafiche. Questa fase viene gestita tramite uno studio accurato e combinato dei profili sismici e attraverso la creazione di un *database* in formato *Excel* (Tabella 4) in cui compaiono, per ciascuna registrazione, il nome e le frequenze di risonanza relative ad ogni contrasto di impedenza.

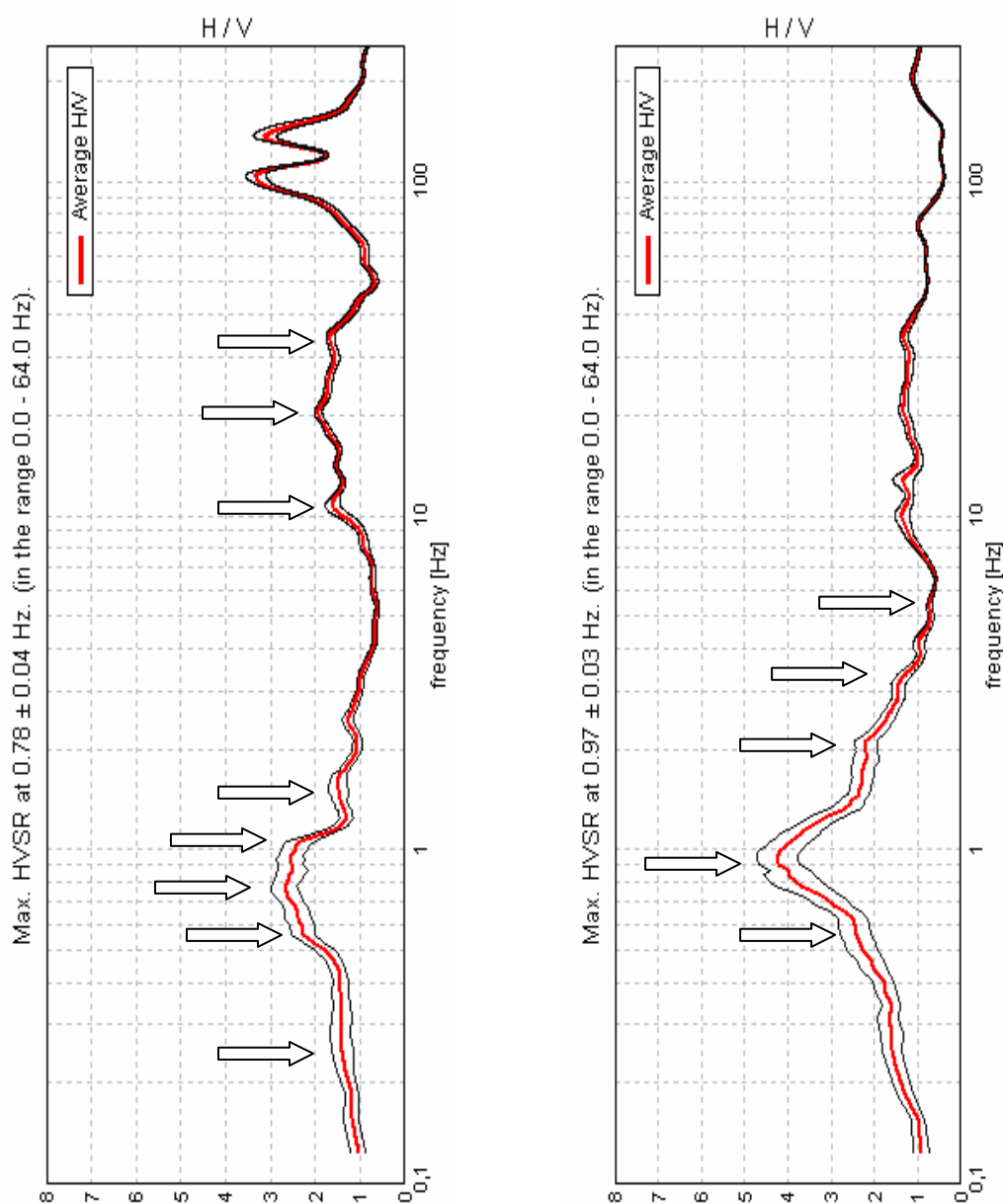


Fig. 51. Esempio di identificazione dei picchi sullo spettro HVRS sulle prove 5 e 11.

N°PROVA	Fr (Hr)								
1 (MN1)	20,00	7,00	4,10	1,80	1,20	0,85	0,60	0,50	-
2	12,00	2,00	0,90	0,65	0,38	-	-	-	-
3	24,00	3,80	2,10	1,20	0,80	0,55	-	-	-
4	4,00	1,80	0,85	0,65	0,42	0,28	-	-	-
5	20,00	11,00	1,70	1,00	0,75	0,55	0,28	-	-
6	5,90	4,50	2,60	1,60	1,00	0,75	0,60	0,24	-
7 (SLS1)	11,00	5,00	3,70	2,50	0,75	-	-	-	-
8	25,00	9,00	4,10	2,50	1,70	0,95	0,70	0,35	-
9	1,80	1,00	0,70	-	-	-	-	-	-
10	2,00	0,85	-	-	-	-	-	-	-
11	5,90	3,10	2,00	0,90	0,50	-	-	-	-
12	6,20	3,00	1,80	1,00	0,50	-	-	-	-
14	4,00	2,10	1,00	0,80	0,50	-	-	-	-
15	15,00	8,90	5,90	4,00	1,80	1,00	0,60	0,25	-
16	12,00	5,00	2,40	1,10	0,80	0,55			-
18	3,80	1,20	0,80	-	-	-	-	-	-
19	2,50	2,00	1,00	0,75	0,30	-	-	-	-
21	7,20	2,00	1,30	0,80	0,55	-	-	-	-
23	1,90	1,10	0,80	-	-	-	-	-	-
24	5,20	2,20	1,70	1,00	0,25	-	-	-	-
25	2,00	1,00	0,60	-	-	-	-	-	-
1mrt	19,00	9,00	4,20	3,20	3,50	1,10	0,75	0,60	-
2mrt	16,00	11,00	6,00	3,30	1,10	0,85	0,70	0,50	-
3mrt	23,00	7,50	4,10	2,60	2,00	0,80	0,60	0,40	0,31
4mrt	13,00	7,80	4,50	1,90	0,90	0,75	0,60	0,40	0,30
5mrt	18,00	9,00	6,00	4,40	2,10	0,90	0,70	0,40	0,30

Tabella 4. *Database* propedeutico al calcolo delle profondità dei picchi individuati sui profili delle prove eseguite nel territorio mantovano.

A questi dati viene applicata la formula (1) per il calcolo della profondità, inserendovi un valore pari a 370 m/s di velocità media di propagazione delle onde nel mezzo sedimentario d'interesse (Tabella 5).

Questa velocità è stata stimata nei lavori di Chinè (2007) e Pieri (2008) attraverso la calibrazione dei segnali di sismica passiva con i dati stratigrafici di sondaggio in area padana e risulta del tutto comparabile ai dati rinvenuti in letteratura.

N°PROVA	Prof. (m)								
1 (MN1)	4,63	13,21	22,56	51,39	77,08	108,82	154,17	185,00	-
2	7,71	46,25	102,78	142,31	243,42		-	-	-
3	3,85	24,34	44,05	77,08	115,63	168,18	-	-	-
4	23,13	51,39	108,82	142,31	220,24	330,36	-	-	-
5	4,63	8,41	54,41	92,50	123,33	168,18	330,36	-	-
6	15,68	20,56	35,58	57,81	92,50	123,33	154,17	385,42	-
7 (SLS1)	8,41	18,50	25,00	37,00	123,33	-	-	-	-
8	3,70	10,28	22,56	37,00	54,41	97,37	132,14	264,29	-
9	51,39	92,50	132,14	-	-	-	-	-	-
10	46,25	108,82	-	-	-	-	-	-	-
11	15,68	29,84	46,25	102,78	185,00	-	-	-	-
12	14,92	30,83	51,39	92,50	185,00	-	-	-	-
14	23,13	44,05	92,50	115,63	185,00	-	-	-	-
15	6,17	10,39	15,68	23,13	51,39	92,50	154,17	370,00	-
16	7,71	18,50	38,54	84,09	115,63	168,18	-	-	-
18	24,34	77,08	115,63	-	-	-	-	-	-
19	37,00	46,25	92,50	123,33	308,33	-	-	-	-
21	12,85	46,25	71,15	115,63	168,18	-	-	-	-
23	48,68	84,09	115,63	-	-	-	-	-	-
24	17,79	42,05	54,41	92,50	370,00	-	-	-	-
25	46,25	92,50	154,17	-	-	-	-	-	-
1mrt	4,87	10,28	22,02	28,91	26,43	84,09	123,33	154,17	-
2mrt	5,78	8,41	15,42	28,03	84,09	108,82	132,14	185,00	-
3mrt	4,02	12,33	22,56	35,58	46,25	115,63	154,17	231,25	298,39
4mrt	7,12	11,86	20,56	48,68	102,78	123,33	154,17	231,25	308,33
5mrt	5,14	10,28	15,42	21,02	44,05	102,78	132,14	231,25	308,33

Tabella 5. Database delle profondità dei picchi calcolate sulle prove eseguite nel territorio mantovano.

A partire dalle quote assolute di profondità calcolate applicando la formula (1), si è proceduto all'inserimento dei dati nelle Sezioni D ed E ricalcolando le quote dei picchi in termini di profondità dal piano campagna (Tabella 6).

Questa operazione ha consentito una visualizzazione diretta dei dati raccolti ed il loro utilizzo nella ricostruzione delle geometrie dei corpi sedimentari sepolti (Fig. 52).

N°PROVA	Quota p.c. (m s.l.m.)	Profondità dal p.c. (m)								
1 (MN1)	16,50	11,88	3,29	-6,06	-34,89	-60,58	-92,32	-137,67	-168,50	
2	20,20	12,49	-26,05	-82,58	-122,11	-223,22				
3	19,50	15,65	-4,84	-24,55	-57,58	-96,13	-148,68			
4	18,00	-5,13	-33,39	-90,82	-124,31	-202,24	-312,36			
5	17,50	12,88	9,09	-36,91	-75,00	-105,83	-150,68	-312,86		
6	19,00	3,32	-1,56	-16,58	-38,81	-73,50	-104,33	-135,17	-366,42	
7 (SLS1)	15,50	7,09	-3,00	-9,50	-21,50	-107,83				
8	16,80	13,10	6,52	-5,76	-20,20	-37,61	-80,57	-115,34	-247,49	
9	16,90	-34,49	-75,60	-115,24						
10	15,50	-30,75	-93,32							
11	14,00	-1,68	-15,84	-32,25	-88,78	-186,68				
12	13,20	-1,72	-17,63	-38,19	-79,30	-186,72				
14	9,00	-14,13	-35,05	-83,50	-106,63	-199,13				
15	9,60	3,43	-0,79	-6,08	-13,53	-47,96	-93,29	-160,24	-383,53	
16	8,50	0,79	-10,00	-30,04	-75,59	-114,83	-178,18			
18	8,00	-16,34	-69,08	-107,63						
19	9,00	-28,00	-37,25	-83,50	-114,33	-336,33				
21	9,50	-3,35	-36,75	-61,65	-106,13	-171,53				
23	9,20	-39,48	-74,89	-106,43						
24	8,50	-9,29	-33,55	-45,91	-84,00	-379,29				
25	9,00	-37,25	-83,50	-145,17						
1mrt	13,00	8,13	2,72	-9,02	-15,91	-13,43	-71,09	-110,33	-141,17	
2mrt	10,50	4,72	2,09	-4,92	-17,53	-73,59	-98,32	-121,64	-174,50	
3mrt	11,00	6,98	-1,33	-11,56	-24,58	-35,25	-104,63	-143,17	-220,25	-287,39
4mrt	11,00	3,88	-0,86	-9,56	-37,68	-91,78	-112,33	-143,17	-220,25	-297,33
5mrt	8,50	3,36	-1,78	-6,92	-12,52	-35,55	-94,28	-123,64	-222,75	-299,83

Tabella 6. Database delle profondità dei picchi calcolate dal piano campagna.

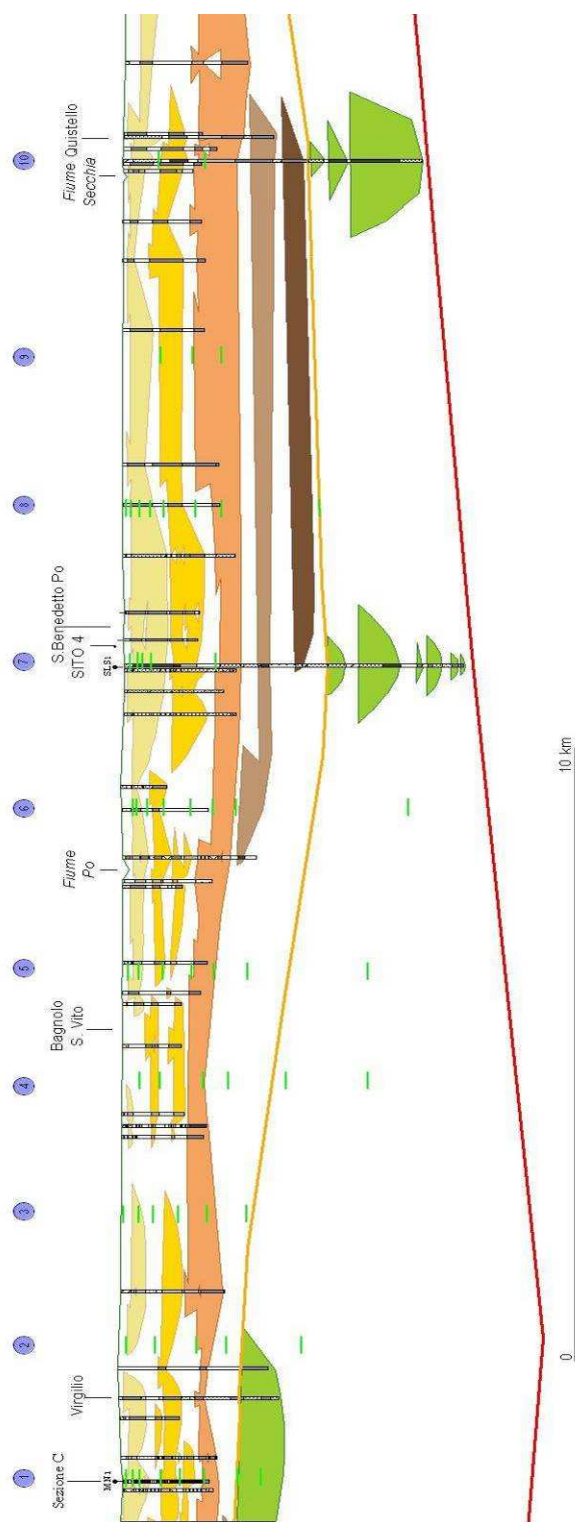


Fig. 52. Visualizzazione dei dati di sismica indiretta (trattini verdi) lungo la Sezione D.

5.4. Calibrazione dei dati

L'operazione di calibrazione dei dati nel tratto di Bacino Padano investigato tramite sismica passiva è stata condotta in collaborazione con il Dott. Enrico Pieri (2008) sui sondaggi SLS1 (Fig. 53) e MN1 (Fig. 54): il sondaggio MN1 è stato scelto poiché fornito di una significativa quantità di dati stratigrafici di dettaglio (v. § 3. 2.), mentre il sondaggio SLS1 è stato selezionato poiché particolarmente profondo.

In questo lavoro, a scopo puramente esemplificativo, si riportano le osservazioni relative alla calibrazione del sondaggio MN1.

In Figura 55 vengono riportati gli spettri HVRS (a) e delle singole componenti del moto (b) delle registrazioni raccolte in corrispondenza del sondaggio; confrontando le caratteristiche di queste curve con il log del sondaggio e applicando un valore di velocità media pari a 370 m/s, emerge quanto segue.

- Presenza di una discontinuità intorno a 0,6 Hz, di difficile attribuzione.
- Possibile corrispondenza tra la discontinuità registrata a 0,85 Hz e il tetto del corpo grossolano presente nel sondaggio intorno ai 110 m.
- Possibile corrispondenza tra l'inflessione registrata poco al di sopra di 1 Hz e il tetto del corpo grossolano con tetto intorno a 80 m.
- Possibile corrispondenza tra la discontinuità osservata immediatamente al di sotto dei 2 Hz e i depositi di canale fluviale amalgamati, con tetto a 50 m di profondità.
- Possibile corrispondenza tra la discontinuità registrata a 4 Hz e il tetto del corpo di canale presente tra 20 e 25 m di profondità.
- Possibile attribuzione della discontinuità individuata a 7 Hz al tetto delle ghiaie all'interno del corpo di canale più superficiale.
- Possibile corrispondenza tra la discontinuità intorno a 20 Hz e una discontinuità litologica estremamente superficiale, probabilmente coincidente con il passaggio dal terreno di riporto ai sottostanti depositi di canale fluviale.
- Assenza di evidenze sismiche in corrispondenza del corpo di canale compreso tra le profondità di 32 e 36 m, probabilmente a causa della marcata tendenza FU che lo caratterizza e che rende graduale il passaggio ai sovrastanti depositi di argine fluviale, attenuando il contrasto di impedenza tra le due associazioni di *facies*.

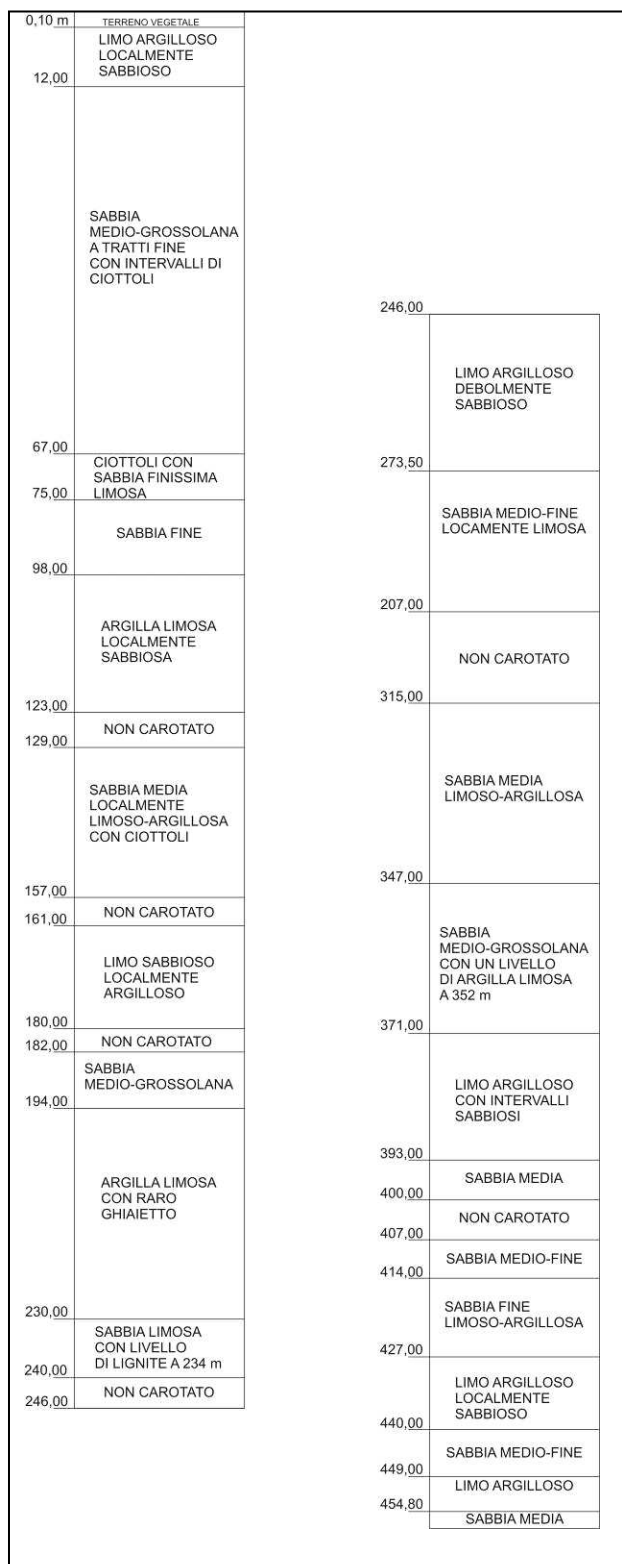


Fig. 53. Colonna stratigrafica del sondaggio SLS1.

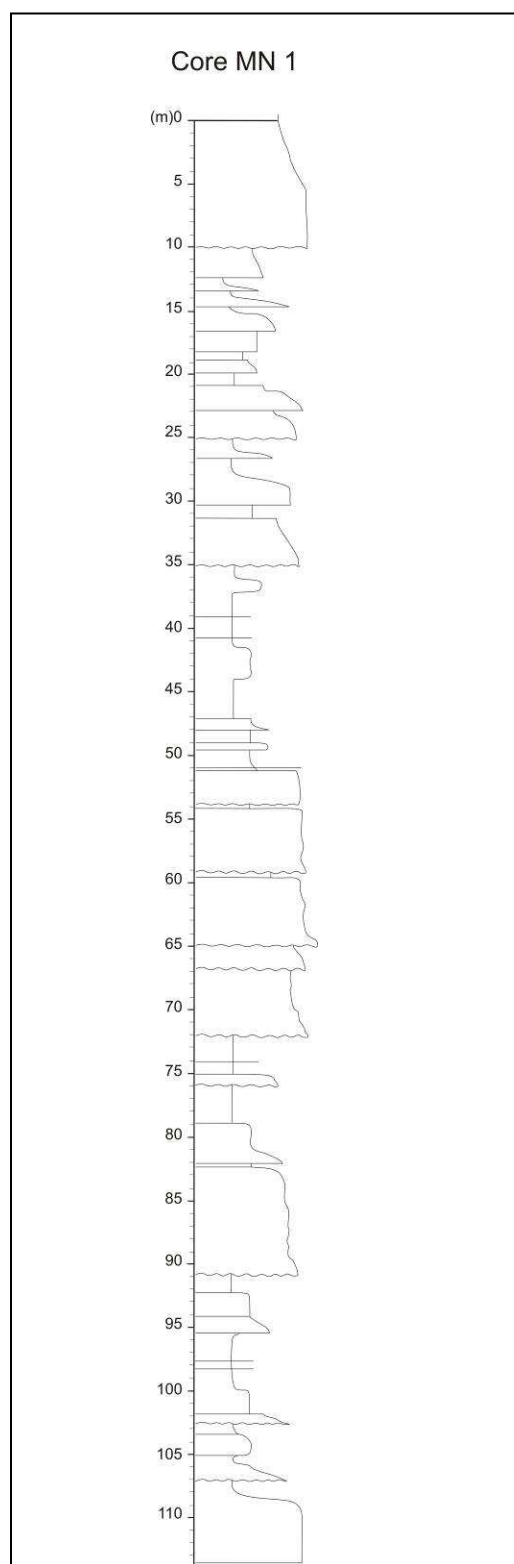


Fig. 54. Profilo stratigrafico del sondaggio MN1.

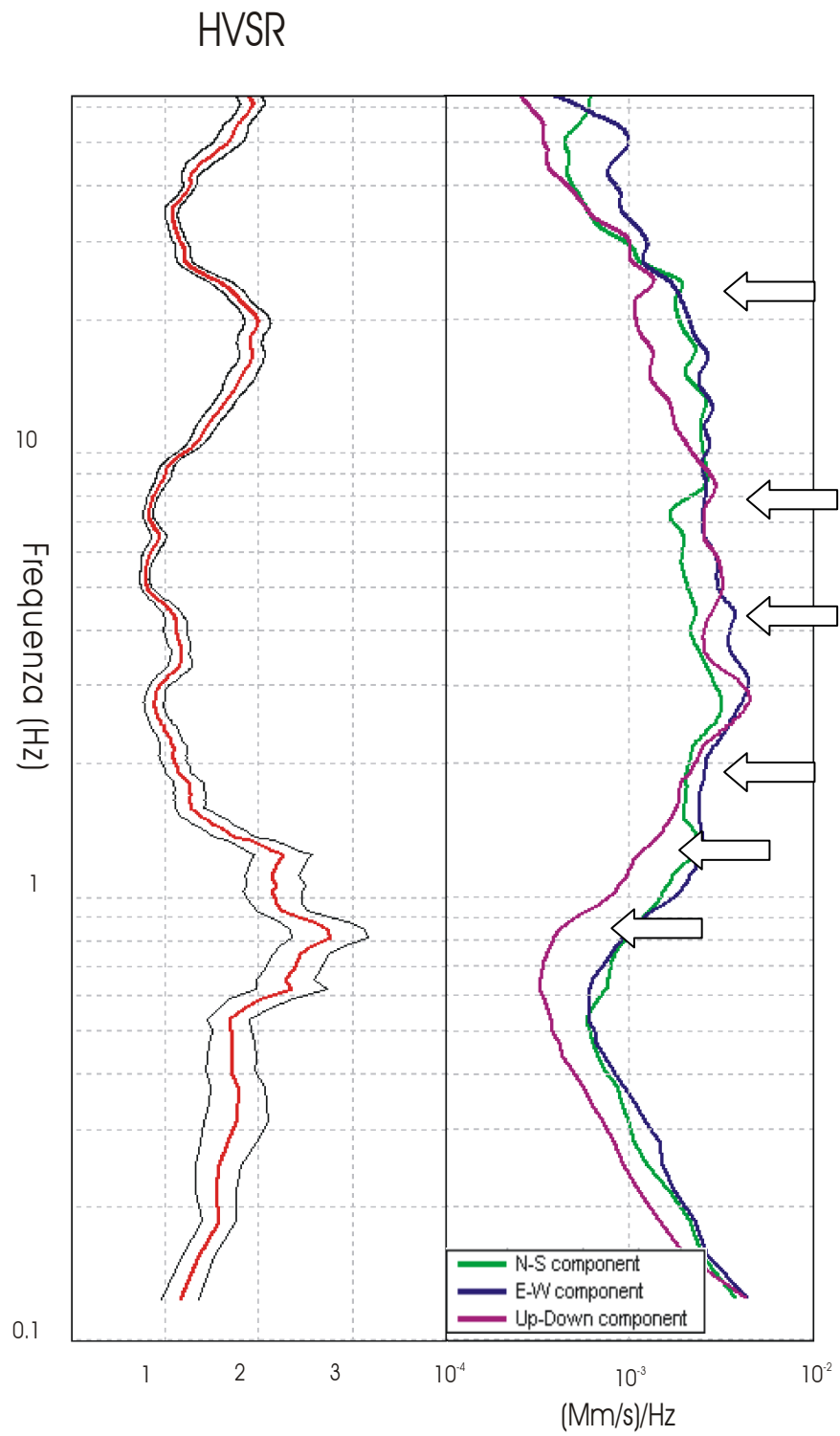


Fig. 55. a) Curva del rapporto H/V; b) Andamento delle singole componenti spettrali del sondaggio MN1.

5.5. Stratigrafia mediante sismica passiva: considerazioni sul metodo

Per un'interpretazione corretta delle prove è necessario tener presente che l'affidabilità delle informazioni stratigrafiche ottenute tramite sismica passiva soffre di alcuni importanti limiti, intrinseci alla metodologia come si è già ricordato, imputabili alla natura stessa dei terreni alluvionali investigati:

- la marcata eterogeneità verticale con passaggi di *facies* spesso gradualmente può mascherare o addirittura impedire lo sviluppo dei picchi di problematica interpretazione;
- i frequenti fenomeni di compattazione differenziale possono generare inversioni di velocità, con cambiamenti problematici dell'ampiezza dei picchi;
- la quantità di cambiamenti litologici netti a piccola scala, può generare sulla registrazione una complessa sovrapposizione di questi segnali con quelli relativi ai picchi maggiori;
- l'utilizzo di un valore medio di velocità di propagazione delle onde nel processo di conversione stratigrafica del profilo sismico può ingenerare imprecisioni nella stima delle profondità delle discontinuità stratigrafiche.

Tenuto conto di quanto sopra, dall'osservazione di dettaglio della distribuzione dei dati ottenuti tramite la tecnica della sismica passiva sulle Sezioni D ed E contenute in questo studio (Allegati 5 e 6) emergono alcune considerazioni rilevanti riassunte schematicamente in Tabella 7.

Da questa si evince che i dati sismici consentono di individuare con maggiore frequenza il tetto delle unità sabbiose, ovvero il passaggio da depositi a granulometria fine a depositi più grossolani, mentre la localizzazione delle basi di questi corpi risulta decisamente meno sistematica, anche se comunque possibile.

Si nota, poi, come diminuisca in modo significativo la probabilità di individuare passaggi litologici importanti all'aumentare della profondità dell'indagine: infatti, il corpo sabbioso meglio individuato dai dati, sia per quanto concerne la superficie di tetto che quella di base, risulta essere il più superficiale (unità I) della successione in esame, mentre per le unità sottostanti l'individuazione dei limiti di tetto e di base diviene via via più difficoltosa, tanto che nessun dato è stato rinvenuto in corrispondenza delle unità IV e V.

L'eccezione a questa tendenza sembra essere rappresentata dalla superficie di *unconformity* che segna il passaggio tra Sintema Padano Superiore e Sintema Padano Inferiore (linea gialla nelle sezioni) che, nonostante si attesti generalmente a profondità superiori ai 200 m dal p.c., viene spesso intercettata dai dati sismici, confermando la presenza di una superficie stratigrafica principale.

Molto spesso, infine, i picchi di frequenza individuano passaggi litologici di minore importanza: si noti ad esempio come le prove n° 1mrt e 11 proiettate sulla Sezione D confermino la presenza di una lente argillosa con spessore di qualche metro all'interno dell'unità I. Analogamente e in modo del tutto verosimile, la presenza di picchi in corrispondenza di intervalli stratigrafici indicati litologicamente omogenei dalle stratigrafie (es. prove 12 e 2mrt in Sezione D tra Poggio Rusco e Sermide) potrebbe indicare passaggi granulometrici a piccola scala ed elevata frequenza non descritti durante la perforazione del sondaggio, ma rilevati dallo strumento in esame.

N° Prova	Tetto Unità I	Base Unità I	Tetto Unità II	Base Unità II	Tetto Unità III	Base Unità III	Tetto Unità IV	Base Unità IV	Tetto Unità V	Base Unità V	Sup. "Gialla"
1(MN1)	S		S		S						
2	S		S		S						
3											
4											
5	S	S			S	S					
6	S		S		S	S	S				
7(SLS 1)	S				S						
8	S	S	S								
9			S		S						
10			S		S						
11	S				S						S
12	S										
14	S		S		S						S
15	S	S		S							
16	S	S	S	S							
18			S		S						S
19		S									S
21	S	S	S								
23		S									S
24		S		S							S
25				S							S
1mrt	S										
2mrt	S			S		S					
3mrt	S			S							S
4mrt	S	S		S	S	S					
5mrt	S		S								S
26	16	9	11	6	11	4	1	0	0	0	9

Tabella 7. Sintesi delle corrispondenze tra segnale sismico e posizione delle superfici limite dei corpi sedimentari sepolti.

La calibrazione dei dati sismici nei tratti di sezione ad elevata densità di stratigrafie ha dunque permesso di ricostruire approssimativamente le geometrie deposizionali dei principali corpi sepolti anche nelle aree prive o povere di dati, come ad esempio i settori tra Virgilio e Bagnolo S.Vito e il tratto a SE di Sermide in Sezione D o tra Poggio Rusco e Ferrara in Sezione E, confermando l'utilità della tecnica di sismica passiva anche in contesti alluvionali.

CAPITOLO 6

LA CICLICITA' DEPOSIZIONALE DEL SINTEMA PADANO SUPERIORE

Dalla sintesi delle analisi condotte su carota (Cap. 3) e delle correlazioni stratigrafiche proposte nelle sezioni di questo lavoro (Cap. 4), unitamente alle conoscenze fornite dagli studi pregressi precedentemente citati, relativi a diverse aree del Bacino Padano, emerge un quadro stratigrafico complessivo dei depositi medio- e tardoquaternari alla scala bacinale.

Le correlazioni stratigrafiche evidenziano le caratteristiche geometriche dei corpi sedimentari, mentre l'analisi delle *facies* sui sondaggi a carotaggio continuo documenta nel dettaglio una chiara organizzazione ciclica all'interno della successione padana. Sulla base dell'architettura deposizionale è così possibile ipotizzare un quadro paleoclimatico e cronostatigrafico alla scala dell'intero bacino.

L'evidente ritmicità deposizionale del riempimento padano permette di individuare una serie di cicli deposizionali che mostrano caratteristiche geometriche e sedimentologiche che si ripetono sulla verticale. Questo indica che, almeno per gli ultimi 450 ka BP, le condizioni di trasporto e sedimentazione all'interno del Bacino sono variate nel tempo ciclicamente.

Questo studio, basandosi sui principi della stratigrafia sequenziale e tenendo conto della suddivisione della successione quaternaria in subsintemi già operativa nella cartografia geologica prodotta da Regione Emilia-Romagna, dimostra che il Sintema Padano Superiore può essere suddiviso in cicli deposizionali (denominati informalmente in questo studio Sequenze "A0", "A1", "A2", "A3" e "A4"), caratterizzate da una significativa persistenza laterale. Questi cicli, a limiti solo localmente inconformi (e per questo meglio definibili come "sequenze", piuttosto che "subsintemi"), presentano in linea generale una struttura bipartita, caratterizzata da una porzione inferiore limoso-argillosa ed una superiore prevalentemente sabbiosa. L'eccezione è rappresentata da A0, la sequenza più recente, che si presenta incompleta, essendo priva della parte superiore.

In questo lavoro, per sottolineare il ruolo di potenziale acquifero delle unità sabbiose localizzate nella parte superiore di ogni sequenza, si è proceduto, attraverso la correlazione di una griglia di sezioni, all'attribuzione dei corpi sedimentari grossolani appartenenti al Sintema Padano Superiore a quattro orizzonti lateralmente continui, denominati rispettivamente unità "I", "II", "III", "IV" e "V", a partire dall'alto stratigrafico.

Nel complesso, il Sintema Padano Superiore è ben preservato su tutta l'area di studio e la geometria delle sequenze che lo compongono appare essere condizionata dalle caratteristiche strutturali del bacino. Dall'andamento della linea gialla riportata nelle sezioni (corrispondente al limite basale del Sintema Padano Superiore) è possibile valutare come lo spessore complessivo di questa unità sia compreso tra 50 e 350 m, mentre dall'osservazione dell'architettura deposizionale interna al sintema è possibile stimare per tutte le sequenze spessori variabili da pochi metri nelle zone di margine appenninico ad oltre 50 m nelle zone

depocentrali, localizzate al di sotto del Fiume Po e nel sottosuolo dell'attuale piana costiera. In corrispondenza degli alti strutturali, dove lo spessore del Sintema Padano Superiore si riduce drasticamente e non supera i 100 m, le sequenze inferiori sono assenti ed è ipotizzabile la presenza di rilevanti lacune stratigrafiche in seguito ad importanti fenomeni erosivi e/o di non deposizione.

6.1. Geometria dei cicli deposizionali del Sintema Padano Superiore

Da un'osservazione complessiva delle geometrie dei corpi sedimentari ricostruite nelle sei sezioni di questo lavoro (Cap. 4) e con particolare riferimento ai sistemi deposizionali da queste attraversati, è possibile trarre alcune considerazioni di carattere generale alla scala del Bacino Padano, sintetizzate dalla Tabella 8. Da questa emergono due tendenze principali dei corpi sedimentari in funzione dei diversi settori del bacino: da un lato si osserva, infatti, una diminuzione generale di inclinazione di questi dalle zone di conoide a quelle di pianura alluvionale e di piana costiera; dall'altro, è ben visibile all'interno del Sintema Padano un aumento dell'inclinazione dei corpi sedimentari dalle sequenze più recenti a quelle più antiche, a testimonianza di un disturbo tettonico decrescente dal basso verso l'alto.

I depositi di conoide (Sezione A) immergono verso nord con pendenze mediamente superiori al 5% e con massimi che superano anche il 15% nel tratto più prossimale della sezione. Analogamente, le superfici che delimitano le sequenze in aree di interconoide (Sezione B) presentano pendenze generalmente elevate, con valori massimi anche superiori al 25% (tetto della Sequenza A2). L'eccezione a questa tendenza è rappresentata dalla Sequenza A4 nella sezione B: questa sequenza, a differenza di quelle sovrastanti, sembra presentare una geometria sub-orizzontale in netta discordanza angolare rispetto alla superficie gialla che delimita alla base il Sintema Padano Superiore.

Ben diverso è il quadro riferibile ai corpi sedimentari di pianura alluvionale (Sezioni A, C, D ed E). Qui i depositi di canale fluviale che formano le *channel belt* sabbiose del Fiume Po mostrano gradienti bassissimi, compresi tra valori minimi di circa 0,3% registrati nelle sequenze più recenti e valori massimi pari a 3%, con medie attorno a 1,2%, osservati invece nelle sequenze più antiche. In particolare, a partire dalla bassa pianura emiliana e mantovana, verso N i gradienti dei tetti delle sequenze diminuiscono progressivamente, fino ad approssimare superfici pressoché orizzontali per diverse decine di chilometri nella media pianura mantovana. Spostandosi da questa verso la piana costiera, in direzione SE, ad oriente dell'alto strutturale intercettato tra Bondeno e Ferrara i gradienti mostrano di nuovo una tendenza all'aumento,

coerentemente con l'approfondimento verso sud-est della base del Sintema Padano Superiore. In queste aree, la pendenza dei corpi sedimentari aumenta anche verso il basso stratigrafico, determinando il passaggio da corpi superficiali prossimi all'orizzontalità a corpi profondi con gradienti maggiori, che comunque non superano il 3%.

Pianura alluvionale	Gradienti tetto Sequenza A1	Gradienti tetto Sequenza A2	Gradienti tetto Sequenza A3	Gradienti tetto Sequenza A4
Sezione A	0,38%	1,28%	1,71%	5,08%
Sezione C	~0%	1,32%	1,72%	1,39%
Sezione D	0,45%	1,23%	1,74%	1,16%
Sezione E	0,31%	0,59	1,21%	2,76%
Conoide/ Interconoide				
Sezione A	4,51%	5,51%	7,70%	8,42%
Sezione B	4,25%	7,86%	14,49%	3,70%
Piana costiera				
Sezione E	0,32%	1,35%	2,67%	
Sezione F	0,27%	1,64%	3,00%	3,64%

Tabella 8. Gradienti medi di immersione dei limiti sommitali delle Sequenze A1, A2, A3 e A4 in riferimento ai diversi sistemi deposizionali. Ogni gradiente è stato calcolato dal rapporto tra il dislivello e la distanza orizzontale misurati in due o più punti lungo la sezione di riferimento. La scelta del numero dei punti per le misurazioni è strettamente connessa alla geometria della superficie considerata: per geometrie regolari per l'intera lunghezza della sezione di riferimento, sono stati scelti due soli punti di misura (es. per le sequenze sub-orizzontali più superficiali), mentre, in corrispondenza di ogni significativa rottura di pendenza, sono stati aggiunti altri punti di misura. In questo caso, ottenuti i gradienti parziali per i diversi transetti di sezione, si è proceduto al calcolo della relativa media aritmetica.

In Tabella 9 vengono riassunte, sulla base di tutte le considerazioni contenute nei capitoli precedenti, le caratteristiche litologiche e di *facies*, gli spessori e il grado di persistenza laterale degli orizzonti grossolani che costituiscono la porzione sommitale di ogni sequenza, in funzione dei diversi settori del Bacino Padano.

	Conoide	Interconoide	Pianura alluvionale	Piana costiera
Litologia	Ghiaie, subordinate sabbie	Sabbie, subordinate ghiaie	Sabbie da medie a molto grossolane	Sabbie da fini a grossolane
Associazione di facies	Depositi amalgamati di canale fluviale	Depositi di canale fluviale in lenti isolate	Depositi amalgamati di canale fluviale	Depositi di spiaggia e fronte deltizio
Spessore	10-40 (in genere 20 m)	5-20 m (in genere < 15 m)	10-30 m (in genere > 20 m)	5-15 m (in genere < 10 m)
Geometria	Lenticolare ad elevato grado di amalgamazione verticale e laterale	Lenticolare	Tabulare allungata (parallela ai corsi d'acqua)	Tabulare allungata (parallela alla linea di costa)
Persistenza laterale	Elevata (5-15 km)	Scarsa (0,5 -2 km)	Elevatissima (20-60 km)	Elevata/ molto elevata (5-40 km)

Tabella 9. Caratteristiche geometriche dei corpi grossolani all'interno delle Sequenze A1, A2, A3 e A4.

Anche in questo caso è possibile individuare caratteristiche generali che contraddistinguono le unità I, II, III e IV nei diversi sistemi deposizionali. In particolare, muovendosi dai conoidi appenninici verso le zone di interconoide, si nota nei corpi di canale fluviale una evidente tendenza alla diminuzione degli spessori, accompagnata da una significativa riduzione della granulometria e della persistenza laterale. Nella sezione A, infatti, i depositi di conoide alluvionale sono caratterizzati da corpi lenticolari coalescenti, ad elevatissima amalgamazione verticale, che danno origine ad orizzonti ghiaiosi lateralmente continui anche per decine di chilometri, orientati parallelamente al margine appenninico; questi, verso nord, diventano progressivamente sabbiosi, meno spessi e lateralmente decisamente meno persistenti. In questa area, infatti, la successione sedimentaria è costituita prevalentemente da argille e limi di piana inondabile e i corpi di canale si presentano isolati all'interno di depositi fini, con geometrie marcatamente lenticolari.

Verso la pianura (Sezioni A, C, D ed E), gli orizzonti grossolani nella parte superiore delle sequenze presentano nuovamente spessori considerevoli e un elevatissimo grado di continuità laterale, quasi sempre nell'ordine di diverse decine di chilometri. Si tratta di corpi sedimentari di canale fluviale, costituiti da sabbie medie e grossolane, talvolta molto grossolane, ad alimentazione padana, che si sviluppano con geometria tabulare parallelamente all'asse del Fiume Po.

Infine, nel tratto di piana costiera investigato si nota, nella parte basale di ogni sequenza, la presenza di *facies* di spiaggia e di fronte deltizio, costituite prevalentemente da sabbie da fini a grossolane che danno origine a corpi tabulari allungati parallelamente alla costa, con persistenza laterale sempre superiore alla decina di chilometri e spessori medi in genere inferiori a 10 metri.

6.2. Età e significato paleoclimatico dei cicli deposizionali

Dalle datazioni radiometriche ottenute su alcuni dei sondaggi realizzati da Regione Emilia-Romagna nell'ambito del progetto CARG relativo al Foglio Guastalla è possibile, sebbene localmente, caratterizzare in termini di età assolute la successione investigata in questo studio.

In particolare (Fig. 56 e § 3.3.2.), la Sequenza A0, campionata nel sondaggio Guastalla alle profondità di circa 6,5 m e 11 m (rispettivamente campioni ENEA 739 e 738 in Tabella 3) fornisce per questo intervallo stratigrafico età comprese tra 4.630 ± 90 e 4.930 ± 90 a BP, che ne confermano l'attribuzione all'Olocene. A loro volta, i depositi di canale fluviale appartenenti all'Unità I (parte sommitale della Sequenza A1), campionati nel sondaggio Guastalla alle profondità di circa 20 e 36 m (campioni ENEA 740 e 741 in Tabella 3), fanno registrare rispettivamente età di 15.450 ± 130 a BP e di 27.300 ± 600 a BP, che ne confermano la messa in posto durante l'ultimo evento glaciale e il successivo periodo tardiglaciale. La porzione basale della sequenza A1, infine, è stata campionata sia nel sondaggio Guastalla che nei sondaggi Lentigione, Casa S. Rosa, Pieve Saliceto e Tagliata (rispettivamente campioni ENEA 787, 785, 786 e 790 in Tabella 3), a profondità comprese tra 33 e 55 m: in ogni carota i campioni hanno fornito valori di età superiori a 40.000-45.000 a BP, suggerendo che questi depositi di piana inondabile siano molto più antichi dell'ultimo episodio glaciale.

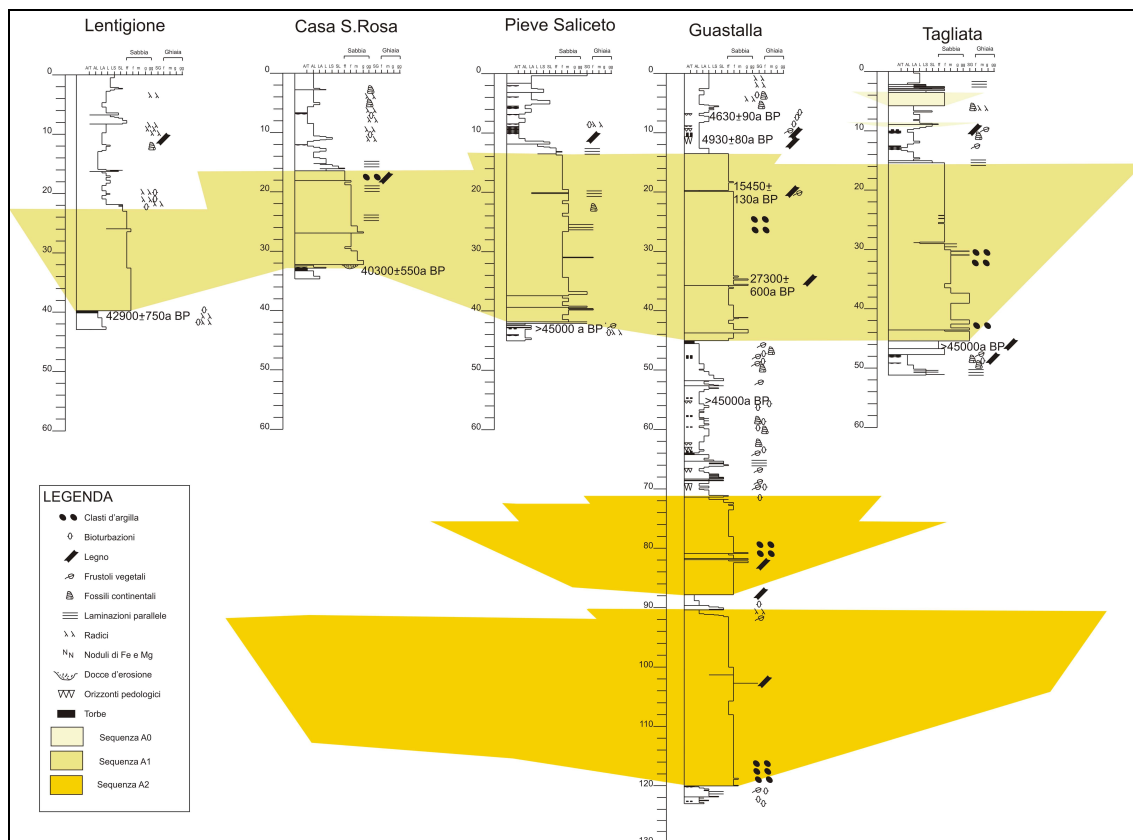


Fig. 56. Datazioni radiometriche delle Sequenze A0 ed A1 in alcuni dei sondaggi del Foglio Guastalla.

Anche i dati radiometrici disponibili su MN1 confermano il quadro cronostratigrafico di cui sopra: in particolare, il campione ENEA 783 (Tabella 2) prelevato a 18,80 metri di profondità nella parte medio-alta della Sequenza A1, fornisce un'età di 38.600 ± 1.050 a BP, che permette l'attribuzione di questi depositi al MIS 3, ossia ad un contesto glaciale "würmiano" (MIS 4-2).

Al di là dei limiti di risoluzione del metodo del ^{14}C (circa 40.000 anni), l'attribuzione cronologica delle successioni in esame può essere operata tentativamente sulla base dell'interpretazione di dati pollinici. Questa, attraverso la definizione del quadro vegetazionale al momento della deposizione del sedimento, fornisce anche indicazioni sul contesto climatico (alternanza di periodi glaciali e interglaciali) in cui la sedimentazione è avvenuta. E' così possibile definire una corrispondenza (Fig. 57) tra la sedimentazione ciclica che caratterizza il Sintema Padano Superiore e la ciclicità climatica del medio e tardo Quaternario. A questo scopo sono stati presi in considerazione i dati pollinici ottenuti dall'analisi del sondaggio MN1 e alcuni dati pollinici estratti dalla pubblicazione di ENEL-GEOEXPERT (1984).

L'analisi degli spettri pollinici riscontrati nella parte alta del sondaggio MN1 (ad opera di Marianna Ricci Lucchi, in Amorosi *et al.*, 2008) conferma il quadro cronologico fornito dai dati radiometrici. In particolare, l'espansione di *Betula* e *Hippophae rhamnoides* (contenuti rispettivamente in *Quercus-group* e *pioneer shrubs* dello spettro pollinico di Figura 34), coerentemente con l'età di 38.600 ± 1050 a BP attribuita al campione ENEA 783 raccolto poco sopra, permette l'attribuzione della parte alta della Sequenza A1 al MIS 3. Poco al di sotto, l'abbondanza tra 25 e 27 m di profondità di *Picea* (compresa nel gruppo degli alberi montani di Figura 25), il cui massimo sviluppo in Europa caratterizza secondo Ravazzi (2002) il periodo pleniglaciale tra 35 e 55 ka BP, permette di attribuire questo intervallo al MIS 4.

L'interpretazione dei dati pollinici diviene progressivamente più importante a livelli stratigrafici inferiori (a partire dalla base di A1), al di sotto della risoluzione del metodo del radiocarbonio. In questo contesto, il rapido sviluppo di vegetazione forestale, tipica di clima caldo-temperato, seguito dall'espansione di alberi montani, indicativa di incipienti condizioni climatiche fredde, nell'intervallo stratigrafico compreso tra 45,50 e 46,50 m presenta caratteristiche del tutto affini agli spettri pollinici di serie europee attribuite all'Eemiano (Follieri *et al.*, 1988; De Beaulieu & Reille, 1992; Tzedakis, 1993; Zagwijn, 1996) e permette di attribuire questo intervallo al sottostadio isotopico 5e.

Sulla base dell'attribuzione dei depositi a 45 m al Tirreniano (MIS 5e), la fase climatica fredda registrata nella parte superiore della Sequenza A2, tra 73 e 80 m di profondità, è tentativamente attribuibile allo stadio glaciale MIS 6, mentre quella caldo-temperata registrata nella porzione inferiore della stessa sequenza, alle profondità comprese tra 91 e 105 m, al periodo interglaciale corrispondente al MIS 7.

Incrociando la stratigrafia pollinica della carota MN1 con il quadro stratigrafico derivato dalle sezioni passanti per lo stesso sondaggio nel settore centrale del Bacino Padano (Sezioni C e D), appare chiara una corrispondenza tra la deposizione di *facies* di canale fluviale lateralmente continue (parte sommitale delle sequenze) e fasi climatiche fredde, caratterizzate dallo sviluppo di vegetazione steppica; analogamente, la sedimentazione di unità prevalentemente fini, di piana inondabile, che caratterizza la parte inferiore delle sequenze avveniva durante periodi di clima caldo-temperato contraddistinte dall'espansione delle foreste.

La stretta relazione tra architettura delle *facies* e ciclicità climatica glaciale/interglaciale suggerisce che lo sviluppo delle sequenze riconosciute all'interno del Sintema Padano Superiore sia legato alla ciclicità milankoviana della variazione dell'eccentricità dell'orbita terrestre, con periodo di circa 100 ka (Amorosi, 2008). Questa ipotesi è coerente con la presenza di quattro sequenze all'interno del Sintema, l'età della cui base (superficie gialla) è

stata recentemente fissata a 450 ka BP (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998; Regione Lombardia & ENI-Divisione AGIP, 2002).

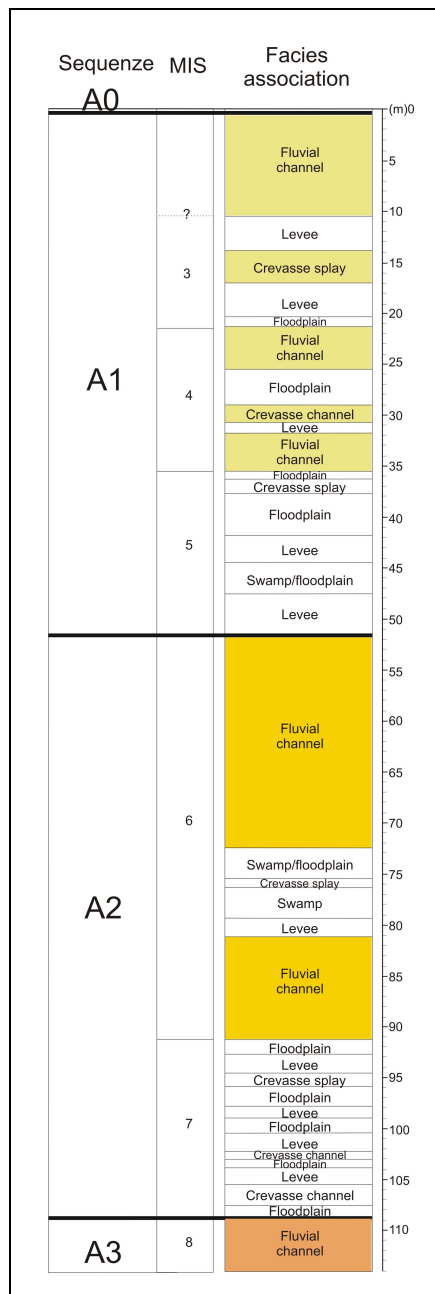


Fig. 57. Corrispondenza tra Sequenze, MIS e *facies* del sondaggio MN1.

Il quadro paleoclimatico derivato dall'analisi pollinica del sondaggio MN1 viene ulteriormente rafforzato dall'analisi di dati pollinici pubblicati nel 1984 da ENEL-GEOEXPERT nell'ambito di un progetto multidisciplinare finalizzato alla localizzazione di siti per la costruzione di centrali termoelettriche nel settore settentrionale della Pianura. Questo studio ha condotto alla realizzazione di alcune centinaia di sondaggi a carotaggio continuo distribuiti all'incirca nell'area compresa tra Viadana e S. Benedetto Po.

Gli spettri pollinici pubblicati in questo lavoro e riferiti ad una decina di sondaggi con profondità mediamente superiori a 100 m mettono in luce, analogamente a quanto descritto per il sondaggio MN1, l'alternanza sulla verticale di fasi climatiche calde e fredde. Le interpretazioni paleoclimatiche contenute in ENEL-GEOEXPERT (1984) sono state suddivise per gruppi di sondaggi sulla base della localizzazione geografica di questi ultimi e successivamente proiettate sulle sezioni. Ove disponibili, sono state riportate sulle sezioni anche le stratigrafie dei sondaggi. L'ubicazione dei siti dei quali sono stati considerati i dati pollinici è presentata in Figura 43 e in Allegato 1. Il segnale pollinico caldo/freddo (interglaciale/glaciale) è visualizzabile dettagliatamente negli Allegati 2, 4, 5 e 6.

Come si può notare in Figura 58, i dati derivati dallo studio di ENEL-GEOEXPERT confermano sostanzialmente il quadro evolutivo paleoclimatico illustrato in precedenza, mostrando un'ottima corrispondenza tra lo sviluppo di fasi fredde (glaciali) e la messa in posto di corpi sabbiosi di canale fluviale ad elevata estensione laterale. Come per il sondaggio MN1, anche in questo caso gli orizzonti pelitici lateralmente continui e spesso ricchi di materiale organico situati alla base delle sequenze sono associati allo sviluppo di vegetazione tipica di periodi temperato-caldi (interglaciali).

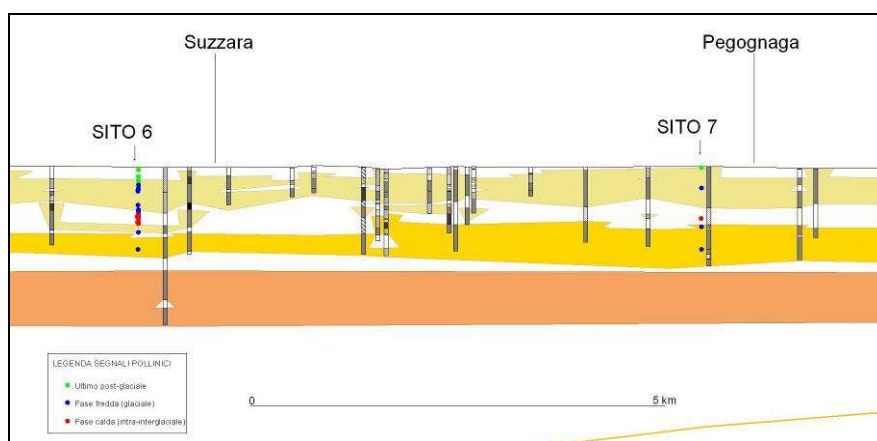


Fig. 58. Dettaglio della Sezione E nel tratto tra Suzzara e Pegognaga, con posizionamento dei segnali pollinici (legenda in figura) tratti dalla pubblicazione ENEL-GEOEXPERT (1984).

6.3. Interpretazione stratigrafico-sequenziale

Il quadro stratigrafico che emerge dalla rete di sezioni che attraversa depositi di conoide, pianura alluvionale e piana costiera (Cap. 4) consente la costruzione di un quadro unitario di interpretazione stratigrafico-sequenziale per i depositi medio e tardoquaternari del Bacino Padano.

L'applicazione dei concetti della stratigrafia sequenziale a successioni di ambiente alluvionale è tradizionalmente limitata dalla difficoltà di mettere in relazione la ciclicità deposizionale registrata in depositi di conoide e di piana alluvionale con l'alternanza di fasi di sollevamento e successivo abbassamento del livello del mare (Wright & Marriott, 1993; Shanley & McCabe, 1993; 1994). Allontanandosi dalla linea di costa, muovendosi cioè verso il margine del bacino, il controllo sulla sedimentazione da parte delle variazioni eustatiche diventa sempre meno rilevante, mentre l'influenza del clima e della tettonica acquisisce progressivamente importanza, fino a divenire del tutto preponderante (Blum & Törnqvist, 2000). Nella maggior parte degli studi pregressi, l'assenza di un quadro stratigrafico organico, esteso dal margine del bacino ai sistemi litorali, ha costituito una forte limitazione alla possibilità di fornire un'interpretazione stratigrafico-sequenziale realistica ai depositi alluvionali.

In questo lavoro, l'identificazione di una ciclicità deposizionale alla scala dell'intero bacino e la ricostruzione dettagliata dell'architettura delle sequenze riconosciute all'interno del Sintema Padano Superiore, dal margine Appenninico alla costa adriatica, consentono di chiarire i rapporti stratigrafici tra i differenti sistemi deposizionali che compongono il sottosuolo padano. Ciò che appare evidente dagli schemi di correlazione illustrati nel Cap. 4 è la concentrazione, nel sottosuolo delle aree costiere (Sezioni E ed F), di corpi "trasgressivi" di spiaggia in corrispondenza delle porzioni basali delle sequenze (o subsintemi, secondo la cartografia geologica vigente). I due corpi di spiaggia più superficiali, localizzati nella parte basale delle sequenze A0 e A1, sono stati descritti dettagliatamente in letteratura in termini di *facies* deposizionali (Rizzini, 1974; Bondesan *et al.*, 1995; Amorosi *et al.*, 2004) e attribuiti a due episodi trasgressivi di età rispettivamente olocenica (MIS 1) e tirreniana (MIS 5e). Il significato stratigrafico-sequenziale di questi corpi, interpretati come cunei trasgressivo-regressivi formati durante fasi di risalita del livello del mare (TST) e successive fasi di stazionamento del livello marino (HST) è stato ampiamente discusso (Amorosi *et al.*, 1999; 2003), così come è stata sottolineato il ruolo delle superfici di trasgressione (TS) come elementi fisicamente meglio riconoscibili e tracciabili nelle correlazioni di sottosuolo (Amorosi & Colalongo, 2005). In questo senso, le sequenze riconosciute nel sottosuolo delle piane costiere corrispondono a sequenze trasgressivo-regressive (T-R) *sensu* Embry (1993; 1995).

Amorosi & Colalongo (2005) hanno recentemente proposto uno schema concettuale per il Bacino Padano, in cui le sequenze T-R vengono tentativamente esportate dai settori di piana costiera alle aree di pianura e conoide alluvionale. Secondo questo modello, i depositi litorali riconosciuti alla base delle sequenze di piana costiera (TST+HST) sarebbero correlabili agli intervalli fini (prevalenti depositi di piana inondabile) riscontrati a base sequenza in aree prossimali. Al contrario, lo sviluppo di depositi alluvionali in aree costiere nella parte alta delle sequenze T-R sarebbe coevo della formazione di corpi sedimentari grossolani di canale fluviale nei settori più interni. Dal punto di vista stratigrafico-sequenziale questi depositi, che si formano durante periodi di caduta del livello del mare e successivo stazionamento basso, sarebbero attribuibili ai sistemi di regressione forzata (FST) e di *lowstand* (LST).

I risultati di questo studio confermano sostanzialmente la relazione tra sistemi deposizionali prevista dal modello di Amorosi & Colalongo (2005), evidenziando una forte concentrazione dei corpi sabbiosi di canale fluviale (unità I-V) nella porzione superiore delle sequenze attribuite al Sintema Padano Superiore. In particolare, i dati radiometrici, entro i limiti di risoluzione del ^{14}C , mostrano che l'unità I (parte sommitale della sequenza A1), che costituisce l'acquifero superficiale, è in gran parte databile all'ultimo periodo glaciale e quindi attribuibile ad un deposito di LST. Analogamente, i depositi alla base di A0 coincidono con la base dell'Olocene e sono quindi attribuibili al TST.

Per quanto riguarda le sequenze più antiche, si è visto (paragrafo 6.2.) che i dati pollinici provenienti dal sondaggio MN1 e da una serie di sondaggi realizzati nell'area di bassa pianura mantovana, reggiana e parmense, forniscono ulteriori elementi a supporto di questo quadro, mostrando che la deposizione delle unità I, II e III coincide con lo sviluppo di fasi climatiche fredde. Al contrario, i depositi fini che segnano la parte inferiore delle sequenze A0, A1 A2 e A3 contengono pollini indicatori dello sviluppo di fasi climatiche interglaciali. I limiti basali delle sequenze, che per lunghi tratti della sezione coincidono con il tetto delle unità I-V, sembrano dunque approssimare sistematicamente la transizione glaciale/interglaciale; ciò dal punto di vista stratigrafico-sequenziale implica che tali superfici possono essere considerate ragionevolmente come il prolungamento verso terra delle superfici di trasgressione (TS).

Dall'insieme di tutti questi dati è possibile affermare che i cicli sedimentari (sequenze o subsistemi) individuati all'interno del Sintema Padano Superiore dalle aree di conoide alluvionale fino al settore costiero sono coerenti con il modello concettuale di Embry (1993; 1995) e corrispondono a sequenze trasgressivo-regressive (T-R). Sequenze concettualmente analoghe a quelle descritte in questo lavoro sono quelle individuate da Burns *et al.* (1997), Lopez-Blanco *et al.* (2000a, b) e Marzo & Steel (2000) all'interno di complessi fluvio-deltizi spagnoli di età eocenica.

Recenti studi a carattere stratigrafico-sequenziale riguardanti successioni alluvionali hanno messo in luce come all'interno di depositi di pianura alluvionale il prolungamento verso terra delle superfici trasgressive separi corpi amalgamati di canale, attribuiti al LST, da sovrastanti corpi lenticolari di canale fluviale, isolati entro depositi fini di piana inondabile, corrispondenti al TST (Wright & Marriott, 1993; Zaitlin *et al.*, 1994; Olsen *et al.*, 1995; Takano & Waseda, 2003; Komatsubara, 2004; Plink-Björklund, 2005). I risultati di questo studio confermano tali modelli, suggerendo che le importanti fasi di aggradazione che accompagnano la sedimentazione alluvionale nella parte inferiore delle sequenze siano connesse a fasi di sollevamento del livello del mare, registrate in aree costiere dalla messa in posto di depositi litorali.

Le sequenze T-R (o subsintemi) identificate in questo lavoro, che si sviluppano su intervalli temporali dell'ordine di 100 ka, in termini di stratigrafia sequenziale corrispondono a sequenze di 4° ordine. La regolare ciclicità registrata nella successione medio- e tardequaternaria padana limita fortemente l'ipotesi di un controllo autociclico sulla sedimentazione e depone invece a favore di un'ipotesi di controllo allociclico. In particolare, il fattore glacio-eustatico appare come il principale responsabile della architettura delle sequenze: durante fasi climatiche temperato-calde, interglaciali, testimoniate da associazioni polliniche che segnano la forte espansione delle foreste, la risalita del livello del mare determinava la migrazione della linea di costa verso terra. Il brusco passaggio da *facies* sabbiose di canale fluviale ad orizzonti pelitici ricchi di materiale organico e le elevate concentrazioni di AP (cfr. Fig. 30) registrate negli spettri pollinici alla base delle sequenze, consentono di ipotizzare che i depositi fini si formassero in aree paludose o in piane inondabili scarsamente drenate che si instauravano in risposta alla rapida risalita del livello marino negli stadi incipienti di ogni interglaciale.

Il passaggio a condizioni climatiche fredde, glaciali, testimoniate da associazioni polliniche di tipo steppico, vede il reinstaurarsi di un ambiente di pianura alluvionale su tutta l'area in studio, con sviluppo di una rete di canali a bassa sinuosità in grado di divagare lateralmente. La componente climatica assumeva probabilmente in questo periodo un controllo predominante sulla sedimentazione, determinando un significativo incremento degli apporti detritici, che si riflette a sua volta sullo sviluppo di spessi corpi fluviali. L'elevato grado di amalgamazione verticale dei corpi sabbiosi di riempimento di canale, che possono raggiungere e superare spessori anche di 50 m, suggerisce tuttavia che anche la subsidenza tettonica abbia rivestito un ruolo fondamentale sull'architettura deposizionale, compensando localmente la diminuzione dello spazio di accomodamento generata dall'abbassamento del livello marino (tardo FST) e creando continuamente nuovo spazio per la sedimentazione durante le fasi di stazionamento basso del livello del mare (LST).

CAPITOLO 7

STRATIGRAFIA AD ALTA RISOLUZIONE E MAPPATURA DEGLI ACQUIFERI:
L'ESEMPIO DELL'UNITÀ I

L'obiettivo di questa ultima parte dello studio è quello di fornire, attraverso la realizzazione di una fitta rete di sezioni, le conoscenze stratigrafiche e geometriche di dettaglio relative all'acquifero più superficiale (parte sommitale della Sequenza A1, ovvero l'unità I) in un settore del Bacino Padano in prossimità del Fiume Po e di porle come spunto per eventuali approfondimenti a carattere idrogeologico. Si tratta, in particolare, di un progetto pilota condotto in collaborazione con i colleghi del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna (coordinatore: Dott. Paolo Severi) in una ristretta area di pianura inesplorata dal punto di vista idrogeologico, ma non per questo di scarsa importanza strategica data la sua potenzialità in termini di riserve idriche sotterranee attualmente non intensamente sfruttate.

Il settore di pianura interessato da questo approfondimento (cfr. Fig. 35), condotto interamente dalla scrivente, occupa una superficie di circa 850 km² interessando territori appartenenti sia alla Regione Emilia-Romagna che alla Regione Lombardia ed è attraversato dai fiumi Po ed Oglio e dai torrenti Enza e Parma.

Dal punto di vista idrogeologico, a scala bacinale, l'area di studio si colloca nella fascia di pianura alluvionale e deltizia padana (Fig. 59), caratterizzata dalla presenza di acquiferi multifalda semiconfinati o confinati ad alimentazione principalmente padana ed in parte appenninica ed alpina.

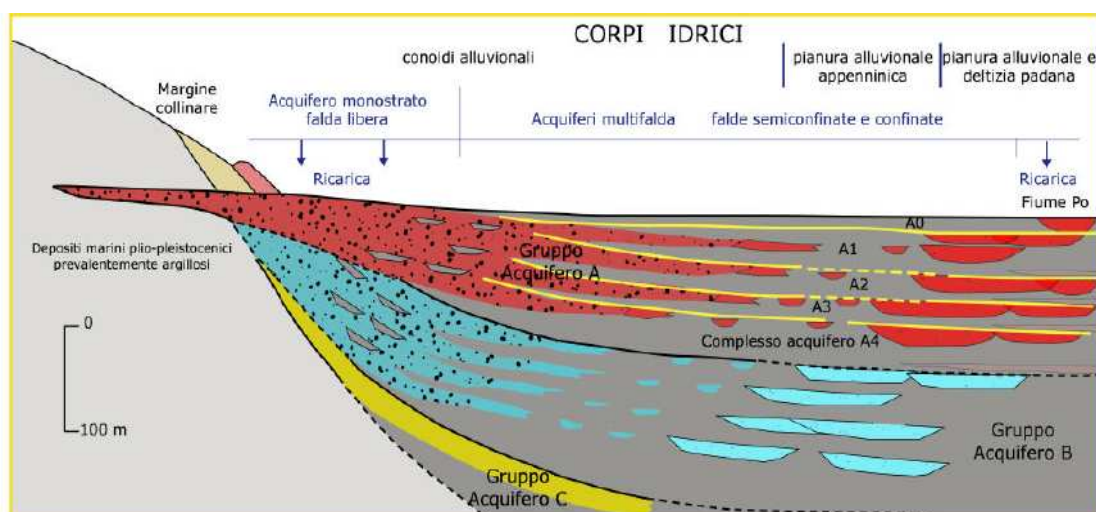


Fig. 59. Distribuzione schematica dei corpi idrici e delle unità idrostratigrafiche nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola (link www.regione.emilia-romagna.it/wcm/geologia/canali/acque/divulgazione/acque_sottterr_pianura.htm).

7.1. Dati e metodi utilizzati per la mappatura dell'acquifero

La ricostruzione geometrica ad alta risoluzione del corpo acquifero I ha richiesto la messa in opera di due fasi lavorative principali:

- costruzione di sezioni stratigrafiche ad elevatissimo dettaglio, secondo le linee guida descritte al capitolo 2;
- mappatura dei dati geometrici ottenuti nelle sezioni, secondo le modalità descritte di seguito.

In particolare, nell'area di studio è stata realizzata una griglia di 17 sezioni stratigrafiche, 10 orientate SW-NE e 7 SE-NW (Fig. 61), che ha permesso di verificare la stratigrafia del sottosuolo in esame fino a profondità anche superiori a 150 m anche se, come ricordato in precedenza, il grado di precisione nella definizione delle geometrie deposizionali, inevitabilmente diminuisce all'aumentare della profondità d'indagine dal piano campagna.

Sulla stessa area insistono anche la porzione centrale della Sezione A e la parte iniziale della Sezione C precedentemente descritte e che sono state prese in considerazione nella ricostruzione delle superfici d'interesse.

Per quanto riguarda, invece, i tratti di sezione ricadenti nel territorio emiliano sono state considerati i dati elaborati dal gruppo di lavoro di Regione Emilia-Romagna – nello specifico dalla Dott.sa Luciana Bonzi e dal Dott. Fabio Carlo Molinari.

Tutte le stratigrafie utilizzate in questi transetti emiliani, comprese quelle dei sondaggi a carotaggio continuo descritti dettagliatamente nel capitolo 3, sono state importate nel *database* creato dall'applicativo di Regione Lombardia **li.Caspita.avx** così da poter gestire i dati e le ricostruzioni dei corpi sedimentari in un unico progetto in ambiente ArcView GIS 3.3.

Sono state selezionate complessivamente oltre 200 indagini ripartite piuttosto omogeneamente nell'area di studio, ottenendo una distribuzione media di circa 0,25 pozzi/ km².

Al fine di realizzare la mappatura dell'acquifero, su ogni sezione in corrispondenza di ogni indagine considerata e di ogni incrocio con altre sezioni sono state rilevate le quote di base e di tetto del corpo produttivo in esame creando un *file* in formato Excel. L'insieme delle quote ottenuto è stato, poi, sottoposto ad elaborazione statistica utilizzando il *software* di interpolazione spaziale SURFER e, nello specifico, la tecnica del *Kriging*, che ha portato alla creazione delle mappe di base, tetto e degli spessori del corpo acquifero oggetto di studio.

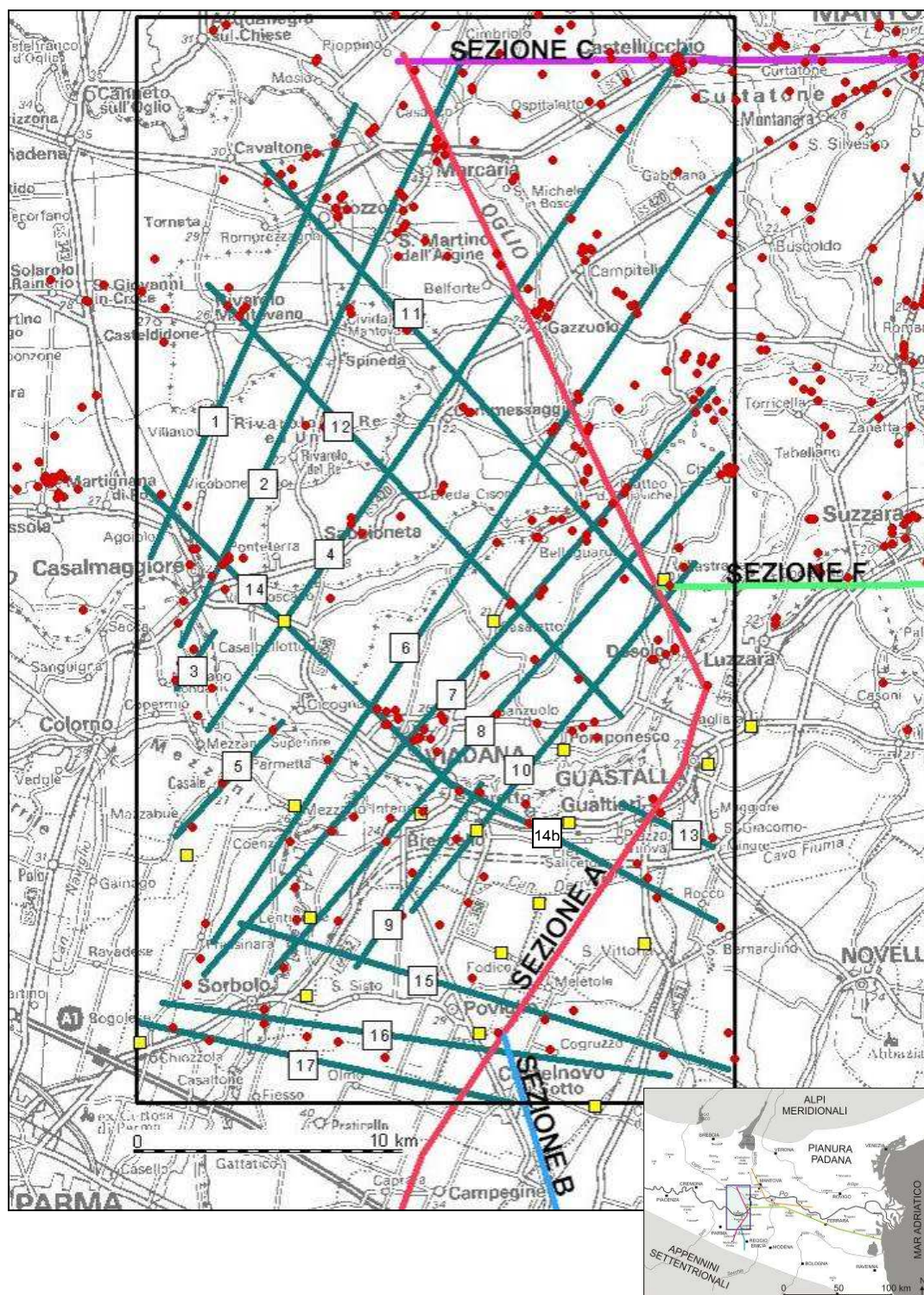


Fig. 61. Ubicazione delle tracce delle sezioni utilizzate per la ricostruzione di dettaglio della geometria dell'Unità A1. In giallo sono indicati i carotaggi descritti al capitolo 3; in rosso sono riportate le ubicazioni delle stratigrafie esistenti nella zona utilizzate per la realizzazione delle sezioni.

7.2. Stratigrafia dell'area

Le 17 sezioni eseguite (Figg. 62-79) confermano il quadro stratigrafico ricostruito alla scala bacinale nel capitolo 4, fornendo una visione di dettaglio della ciclicità deposizionale nella zona di Pianura Padana centrale.

L'architettura deposizionale del primo sottosuolo al di sopra della superficie gialla, mette in evidenza, in quasi tutte le sezioni, la presenza di quattro orizzonti sabbiosi lateralmente continui (unità I-IV) intervallati a livelli altrettanto continui di argille e limi.

Dal punto di vista idrogeologico, dunque, a partire dalla superficie topografica si rinviene un primo orizzonte che funge da probabile acquitardo per i livelli sottostanti, costituito da depositi argilloso-limosi spesso pedogenizzati. A questo segue un orizzonte sabbioso (unità I) composto da corpi amalgamati di canale fluviale che presenta tetto netto, base erosiva e continuità laterale su tutta l'area d'indagine, che viene considerato come acquifero confinato e/o semiconfinato e che rappresenta l'oggetto di studio di questo progetto pilota. Si passa, poi, ad un orizzonte argilloso-limoso con isolate lenti sabbiose che idrogeologicamente può essere definito come barriera di permeabilità, analogamente al primo, e che sovrasta un secondo orizzonte sabbioso, considerato come acquifero confinato (unità II). Al di sotto di questo è presente un nuovo orizzonte fine, quindi poco permeabile, seguito da un terzo corpo sabbioso, non sempre intercettato dalle stratigrafie dell'area (unità III) e considerabile come secondo acquifero confinato, delimitato alla base dalla presenza di un deposito argilloso con spessore di qualche metro che funge da acquitardo/acquiclude. Infine, in alcune sezioni è stato possibile ricostruire anche la geometria dell'unità IV, ovvero del terzo acquifero confinato.

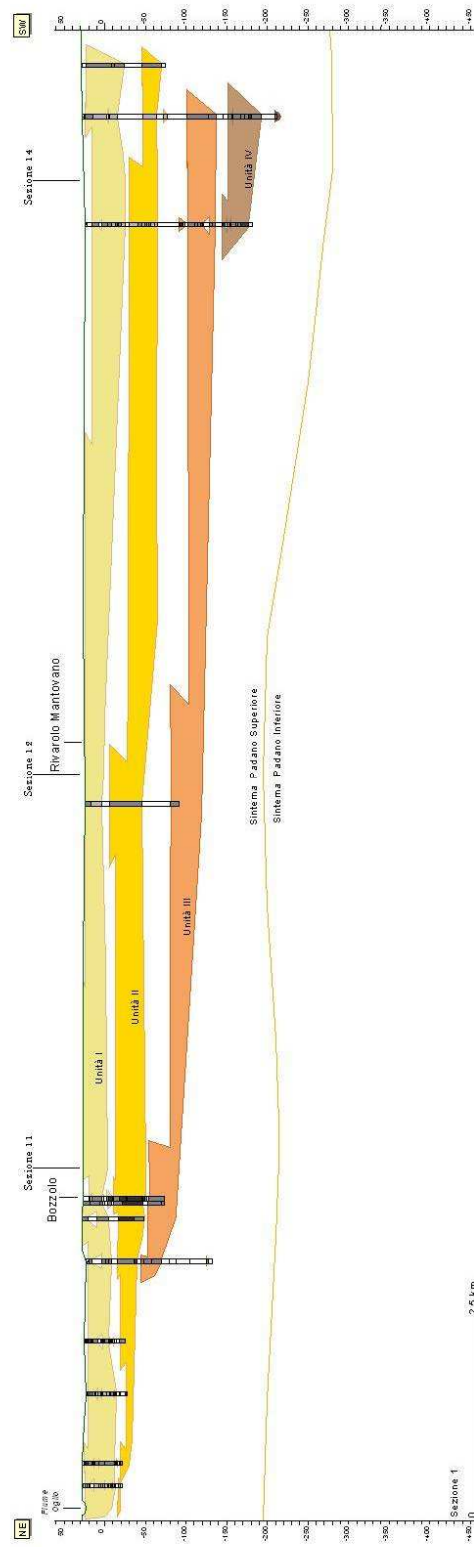


Fig. 62. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 1

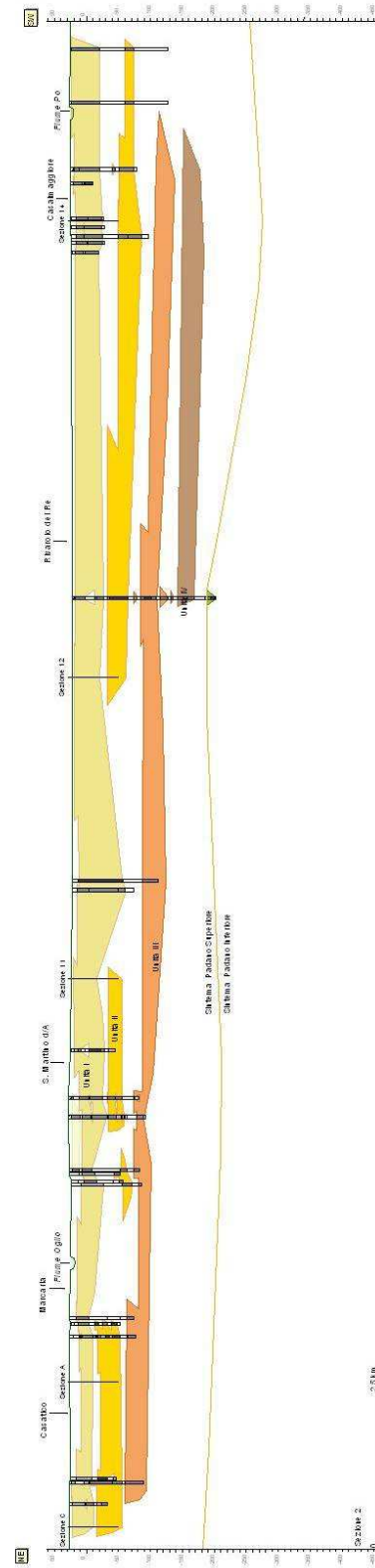


Fig. 63. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 2

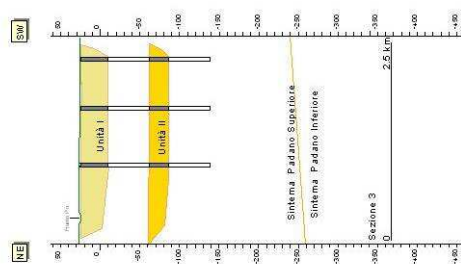


Fig. 64. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 3

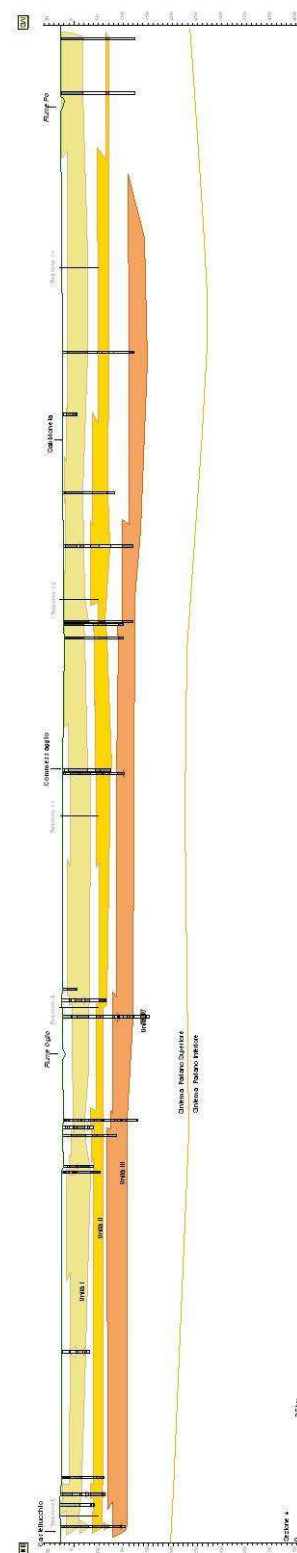


Fig. 65. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 4

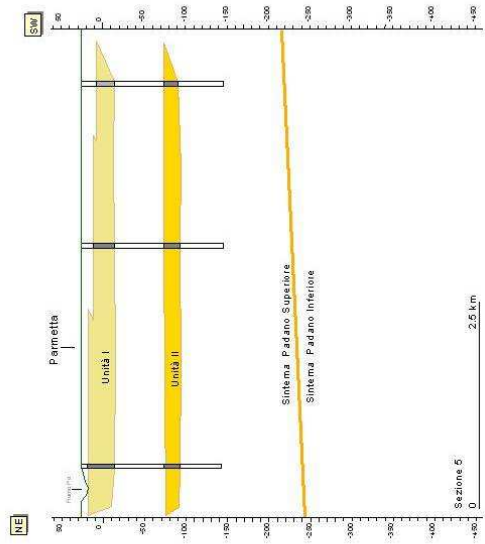


Fig. 66. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 5

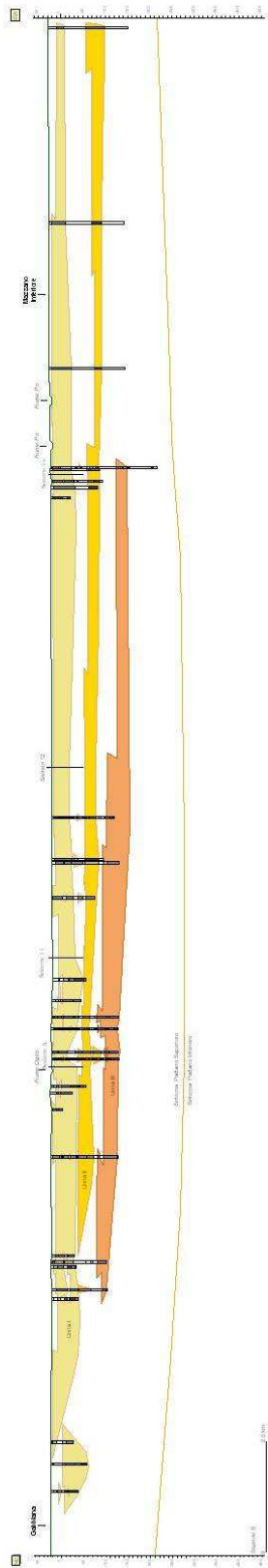
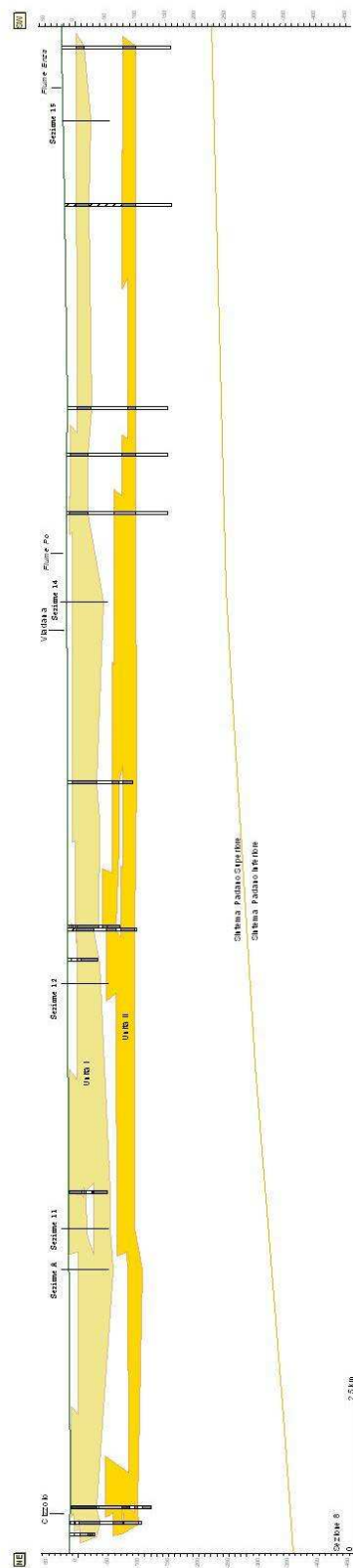
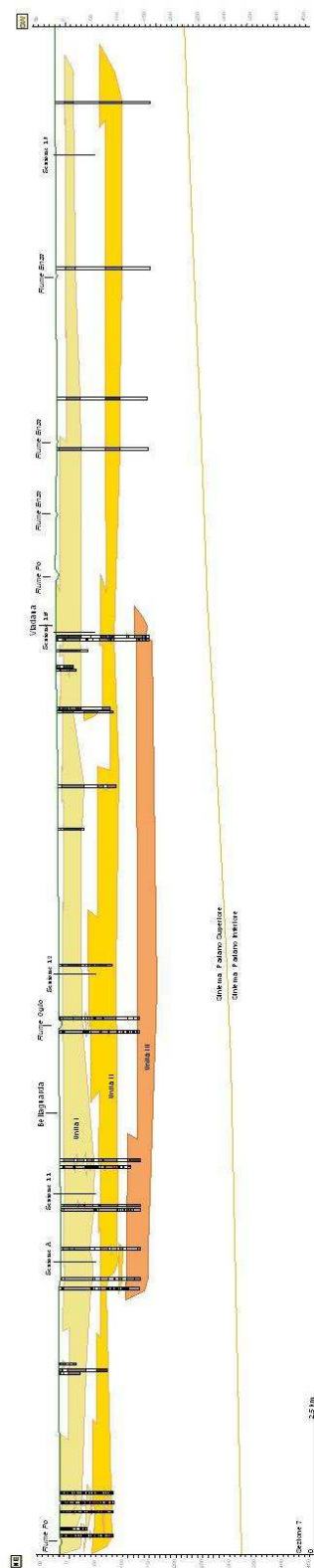


Fig. 67. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 6



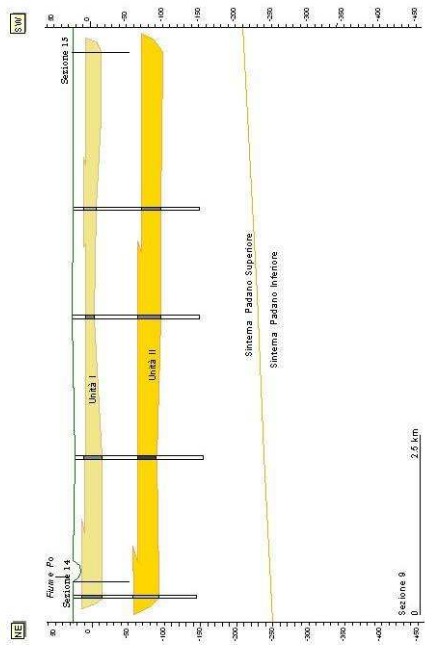


Fig. 70. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 9

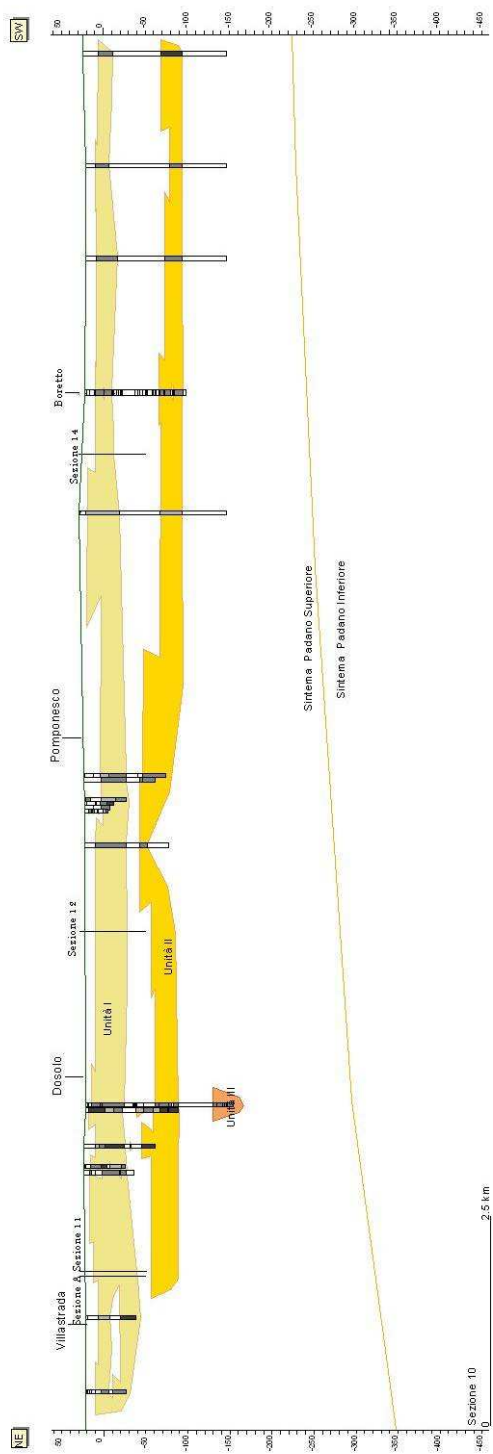


Fig. 71. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 11

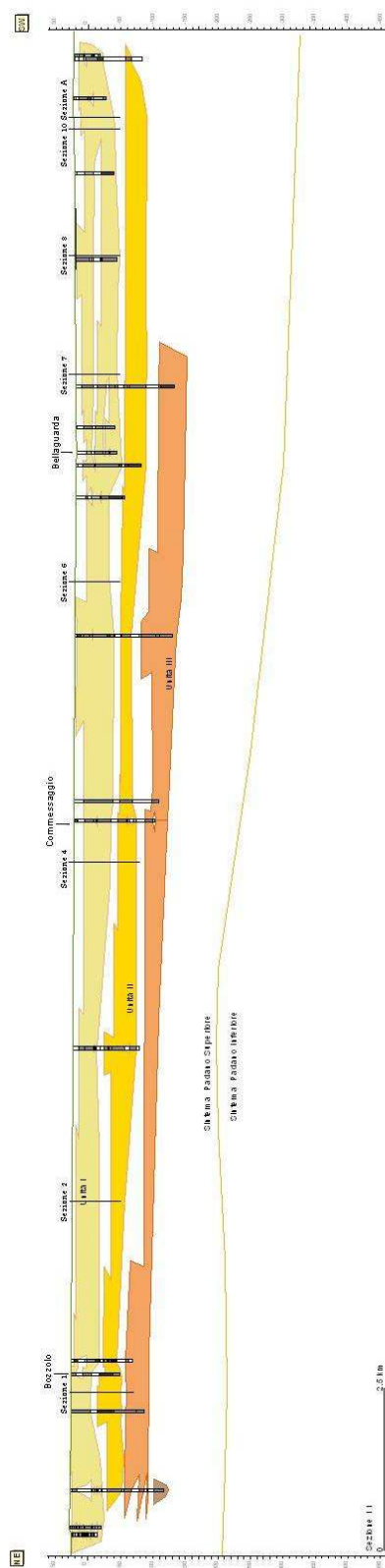


Fig. 72. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 11

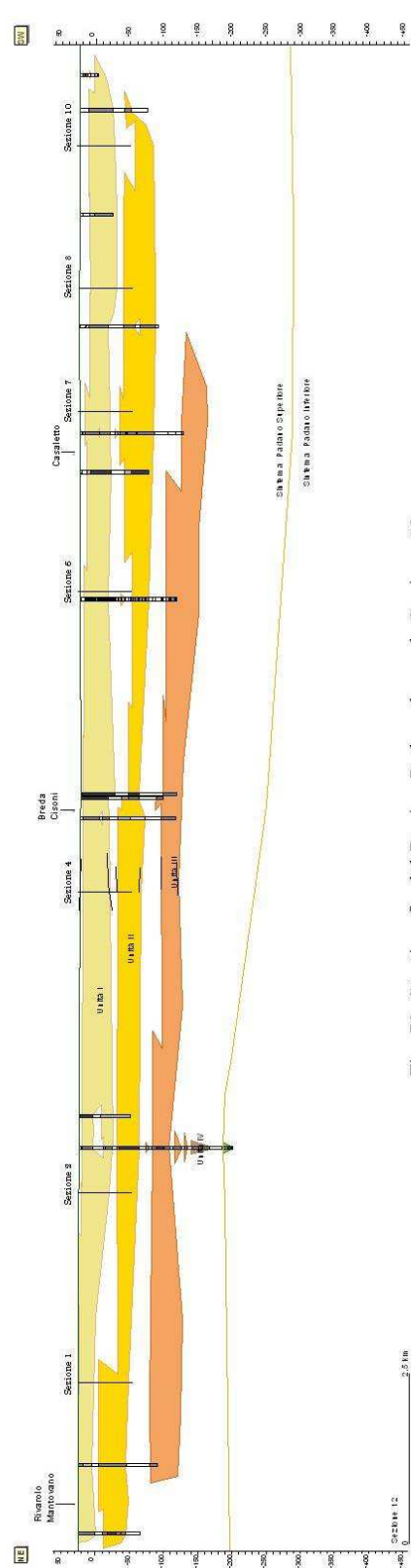


Fig. 73. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 12

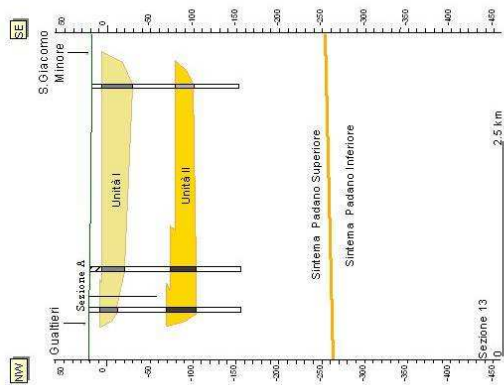


Fig. 74. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 13

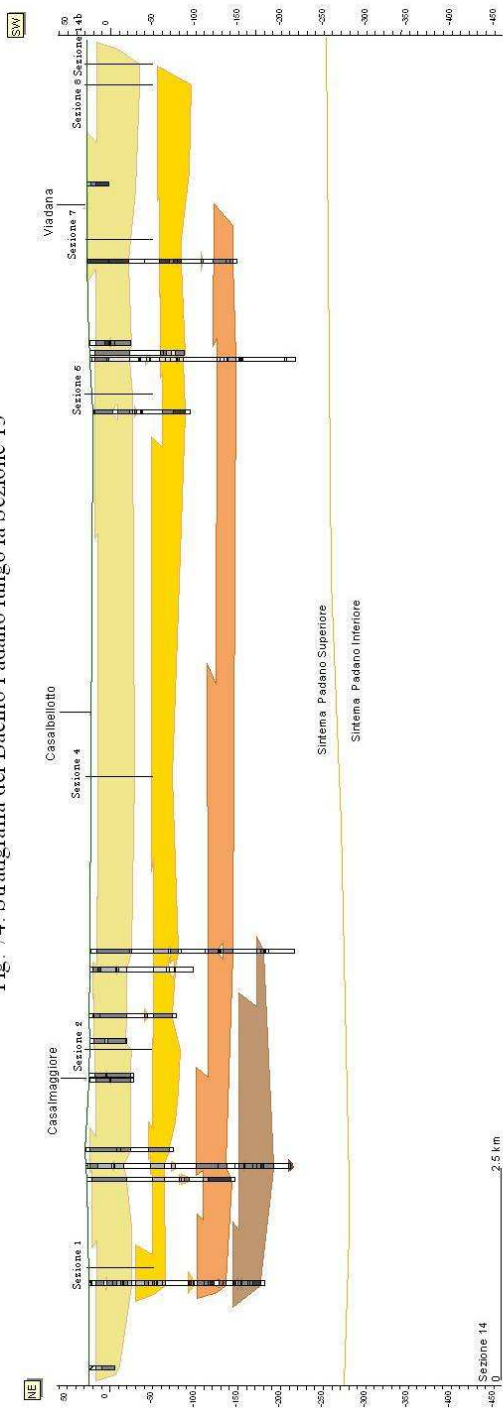


Fig. 75. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 14

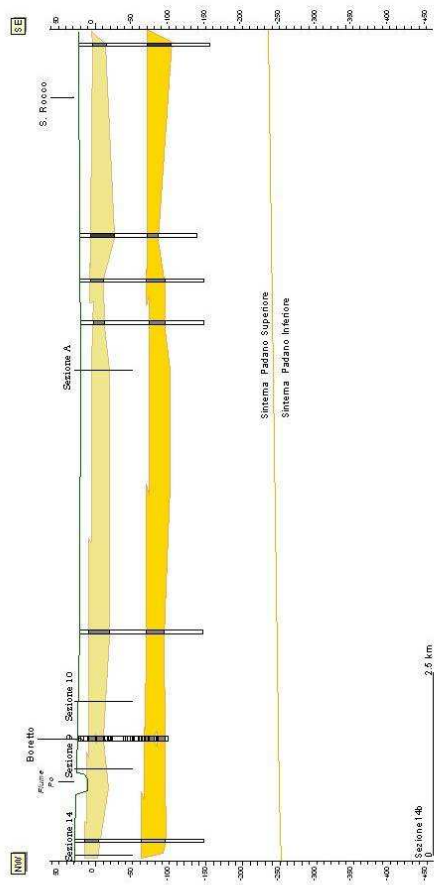


Fig. 76. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 14b

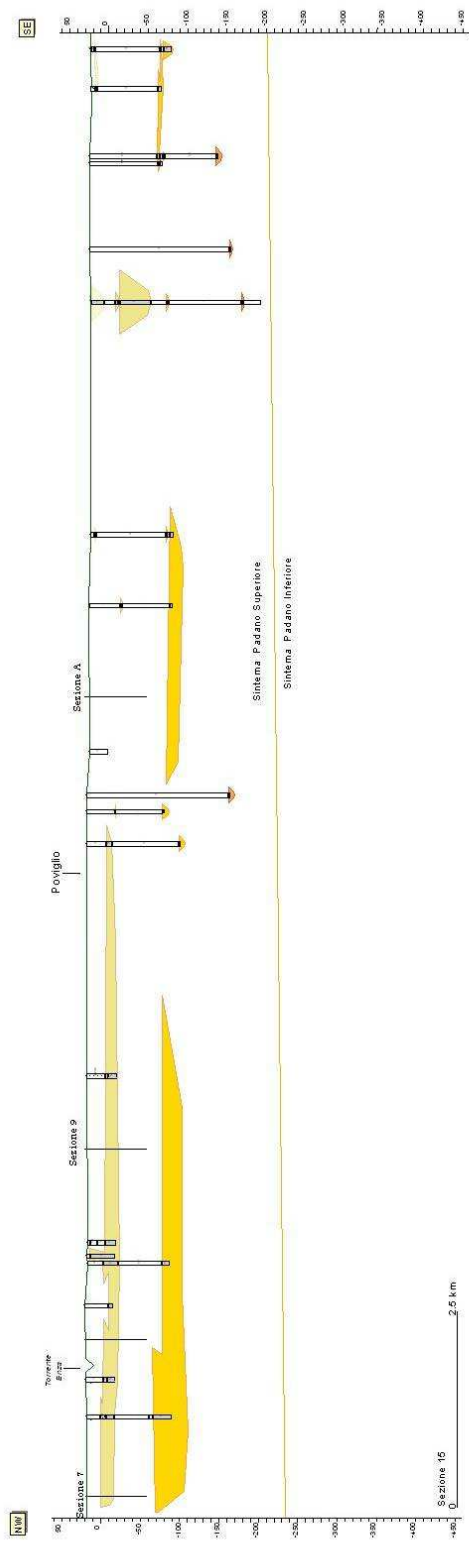


Fig. 77. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 15

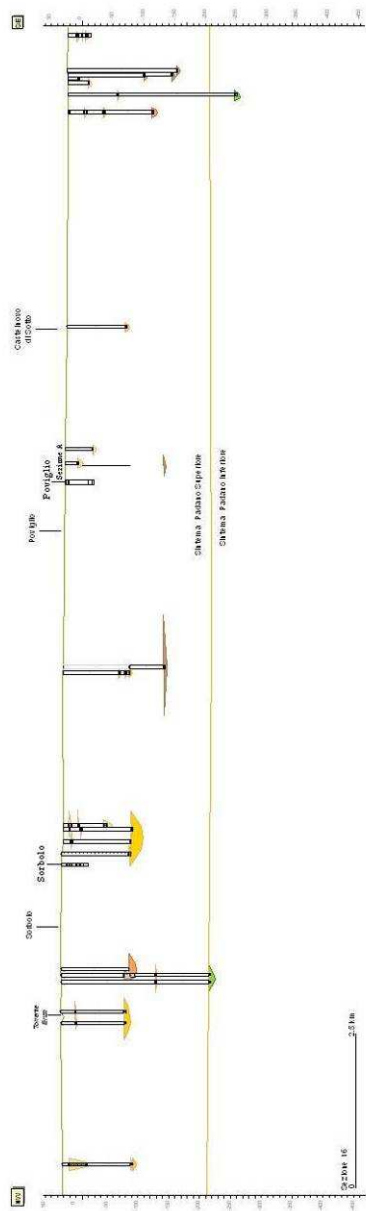


Fig. 78. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 16

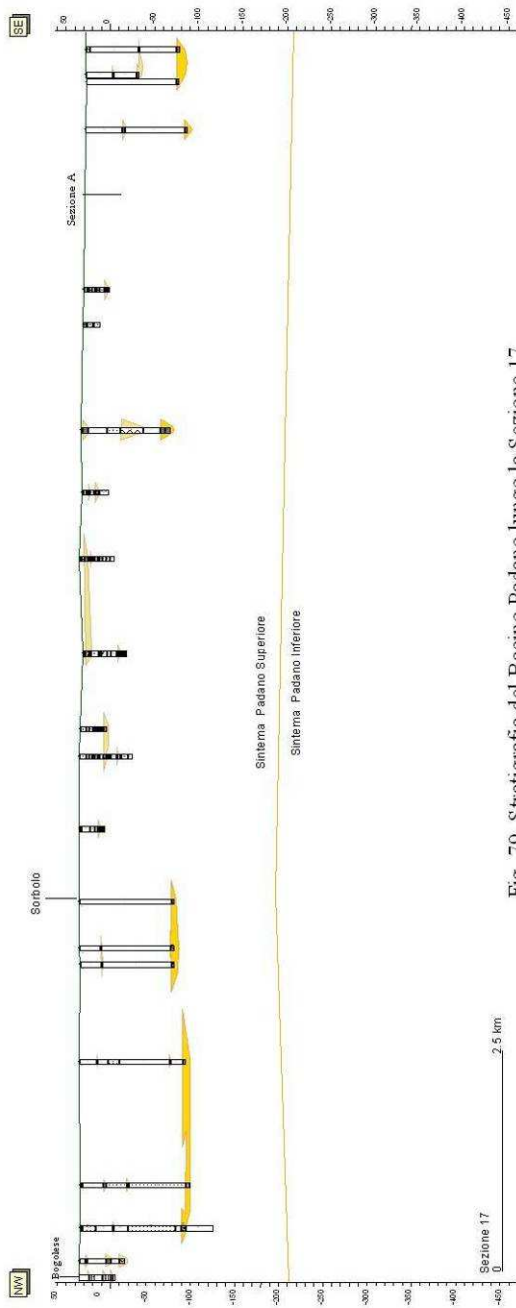


Fig. 79. Stratigrafia del Bacino Padano lungo la Sezione 17

7.3. Mappe dell'acquifero I: osservazioni

Dallo studio delle mappe relative all'acquifero I (Figg. 80, 81, 82) si può osservare un gradiente orientato NNW-SSE di diminuzione della quota del tetto e un notevole approfondimento della superficie basale nella zona di Dosolo, con conseguente aumento dello spessore nel settore centro-orientale dell'area di studio.

Nella fascia più meridionale dell'area si rinviene, invece, il limite di chiusura dell'acquifero (linea in colore marrone nelle mappe) a sud del quale la successione sedimentaria presenta lenti sabbiose isolate in depositi fini non significative dal punto di vista idrogeologico.

Da queste osservazioni si può ipotizzare che il corpo I costituisca la propaggine più meridionale dei depositi alpini che si chiudono poco a Sud del Fiume Po e che il generale ispessimento verso E, in corrispondenza dell'attuale confluenza tra Oglio e Po, sia stato determinato dalla coalescenza con depositi di origine padana.

Si individuano, dunque, due direttrici di trasporto (freccette rosse nelle figure) e un'asse di separazione tra dominio alpino e padano orientato all'incirca ENE-WSW (aree in marrone e giallo nelle figure).

Dal punto di vista idrogeologico, l'acquifero si presenta localmente in condizioni confinate e semiconfinate con quota di tetto compresa tra 0 e 30 m s.l.m.; la base si ritrova tra quota -51 e -10 m s.l.m., determinando spessori massimi intorno a 60 e 65 m.

Nelle Figure 83 e 84 sono riportate le modellazioni 3D della superficie di tetto e della superficie di base dell'acquifero ottenute implementando gli stessi dati spaziali utilizzati per la creazione delle mappe delle isolinee. La ricostruzione tridimensionale è stata gestita in ambiente SURFER

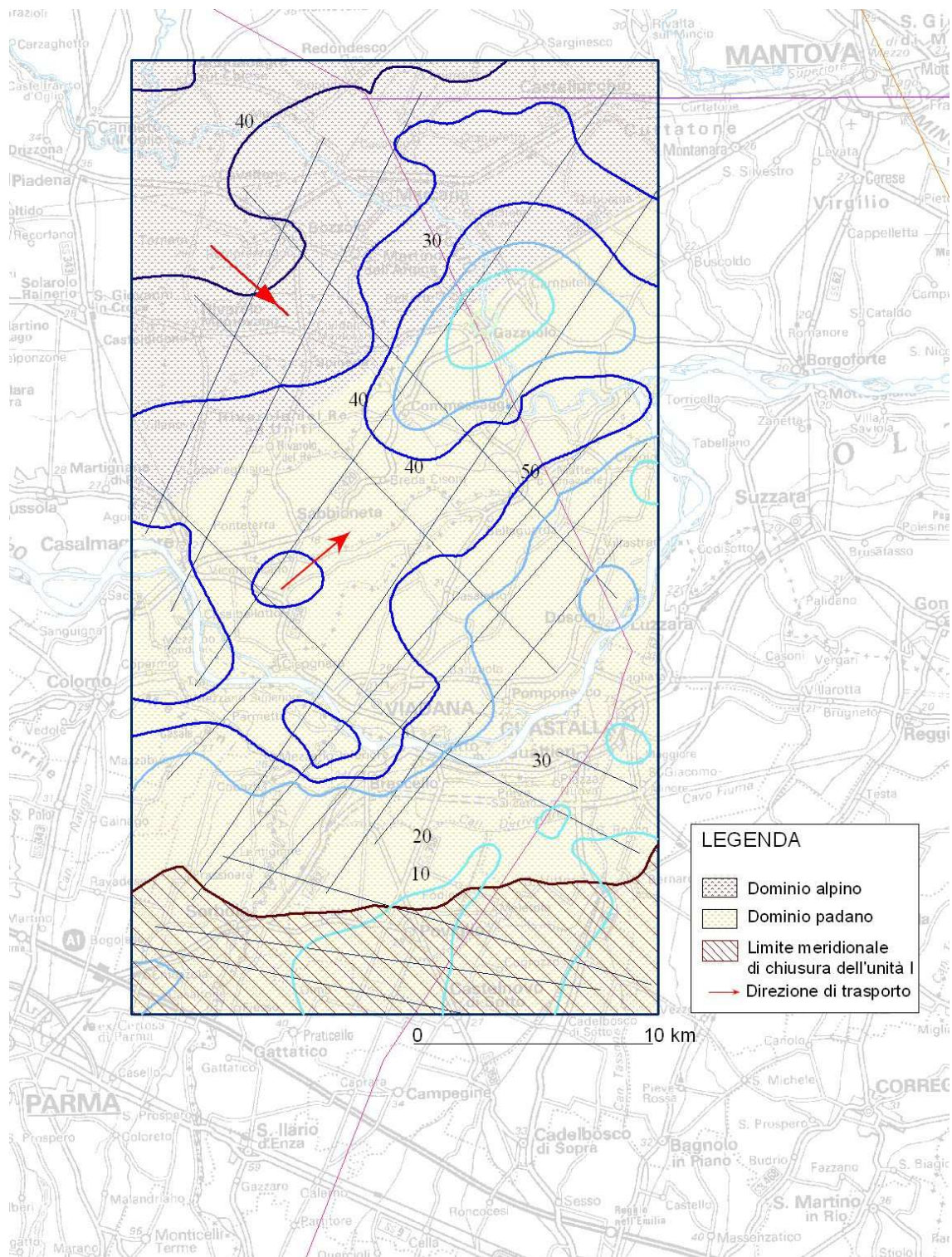


Fig. 80. Mappa di tetto dell'Unità A1.

Il retino obliquo individua il limite meridionale di chiusura del corpo acquifero I; le frecce indicano le principali direzioni di trasporto sedimentari

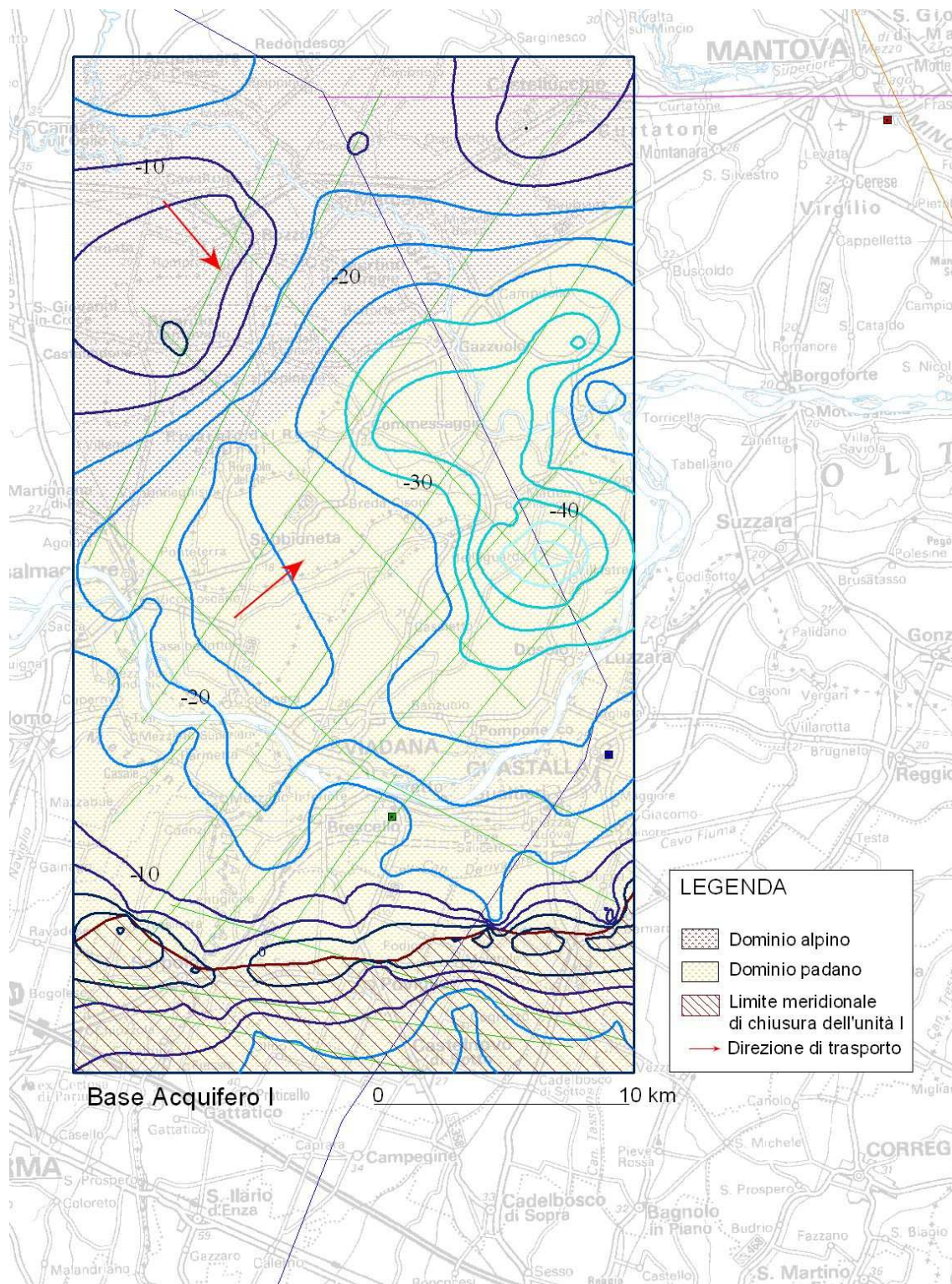


Fig. 81. Mappa di base dell'Unità A1.
Il retino obliquo individua il limite meridionale di chiusura del corpo acquifero I; le frecce indicano le principali direzioni di trasporto sedimentari

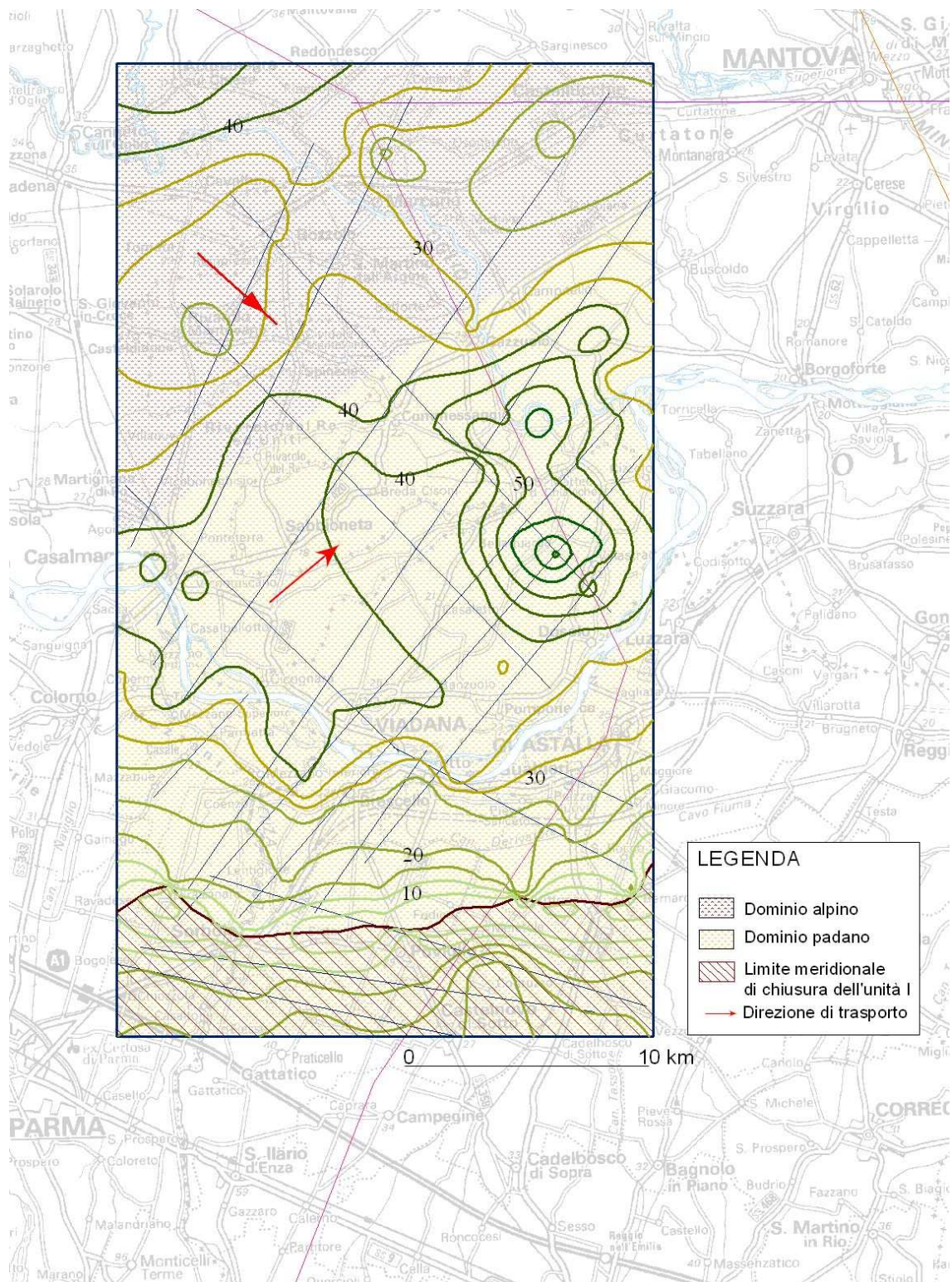


Fig. 82. Mappa delle isopache dell'Unità A1.
Il retino obliquo individua il limite meridionale di chiusura del corpo acquifero I, le frecce indicano le principali direzioni di trasporto sedimentari

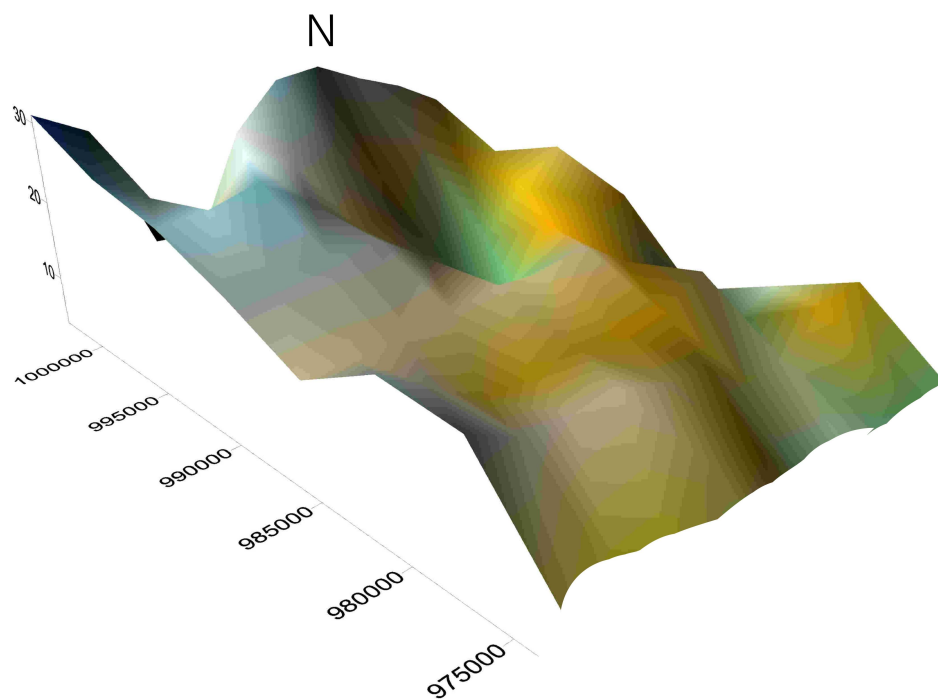


Fig. 83. Ricostruzione tridimensionale della superficie di tetto dell'unità I nell'area di studio.

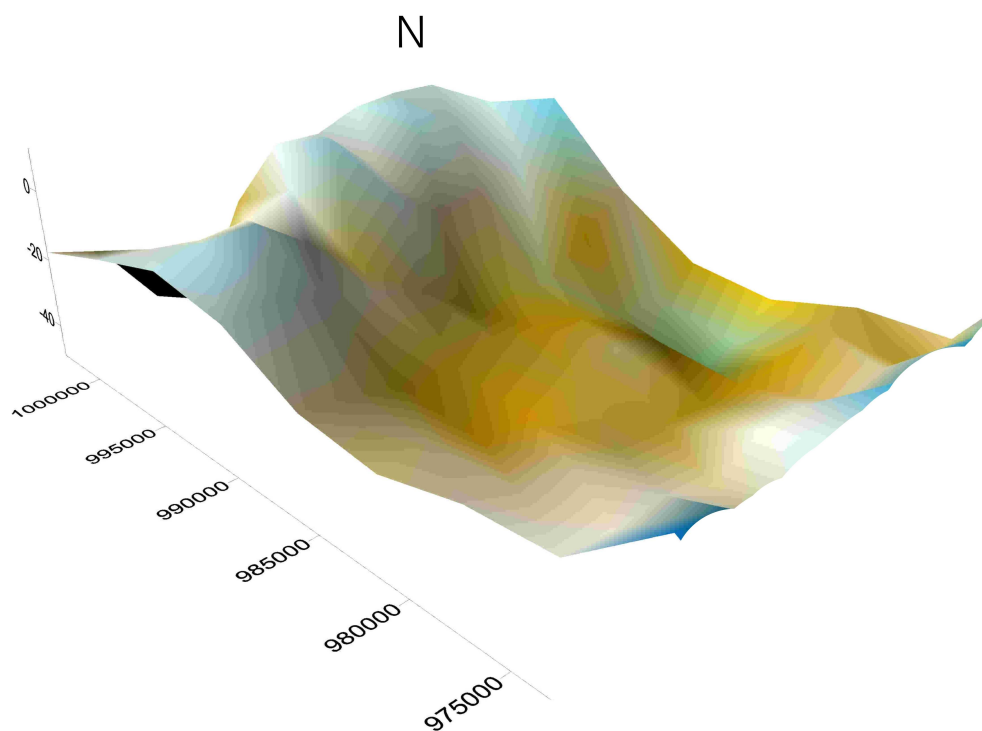


Fig. 84. Ricostruzione tridimensionale della superficie di base dell'unità I nell'area di studio.

7.4. Caratterizzazione idrogeologica dell'acquifero

La ricostruzione geometrica di dettaglio delle superfici di tetto e base dell'unità I nell'area di questo approfondimento costituisce una fase preliminare ed imprescindibile alla caratterizzazione idrogeologica del corpo acquifero in esame.

Come precedentemente anticipato, la porzione di acquifero in destra Po è stata oggetto di uno studio specifico condotto da Regione Emilia-Romagna (2007), che si è avvalso della collaborazione della scrivente, finalizzato alla ricerca di risorse idriche alternative rispetto a quelle attualmente in uso sul territorio regionale e principalmente concentrate nella zona dei conoidi appenninici, che ha previsto:

- la realizzazione dei sondaggi esplorativi a carotaggio continuo descritti al capitolo 3;
- la ricostruzione di dettaglio della geometria dell'acquifero mediante sezioni stratigrafiche;
- la definizione dei principali parametri idrogeologici a partire da dati di letteratura e attraverso 27 prove di pompaggio su detti punti di perforazione e su altri sondaggi regionali;
- la ricostruzione della superficie piezometrica dell'acquifero finalizzata alla stima dei rapporti tra il Po e la falda;
- la caratterizzazione qualitativa delle acque contenute nel serbatoio in esame;
- l'implementazione del modello di flusso, sia in regime stazionario che transitorio, al fine di valutare il possibile comportamento dell'acquifero in diversi scenari di sfruttamento.

Sintetizzando i risultati di suddetto progetto, si evince che il corpo acquifero in esame si presenta in condizione semiconfinata con tetto a 20-25 m dal p.c. nel settore più meridionale dell'area di studio, per poi diventare freatico con tetto subaffiorante in una fascia di 2-3 km a S del Po. Quest'ultimo, in direzione W-E diviene via via drenante, con episodi di alimentazione durante le fasi di piena (Fig. 85), controllando così il livello medio della falda nelle immediate vicinanze del suo asse: nei piezometri più lontani, come ad esempio Lentigione e Fodico (distanza superiore a 5 km), si nota, infatti, un campo di moto del tutto diverso da quello del fiume e le oscillazioni piezometriche sembrano essere direttamente influenzate dagli impulsi stagionali a grande scala.

La falda in sinistra Enza mostra una direzione SW-NE, mentre nel settore reggiano, in destra Enza, sembra orientata W-E con gradiente idraulico che passa da circa 0,1% a 0,04% (Fig. 86).

Infine, lo studio permette di stimare valori puntuali di conducibilità idraulica compresi tra $8.60 \cdot 10^{-6}$ m/s e $1.25 \cdot 10^{-3}$ e di trasmissività compresi tra $8.60 \cdot 10^{-4}$ e $1.12 \cdot 10^{-2}$.

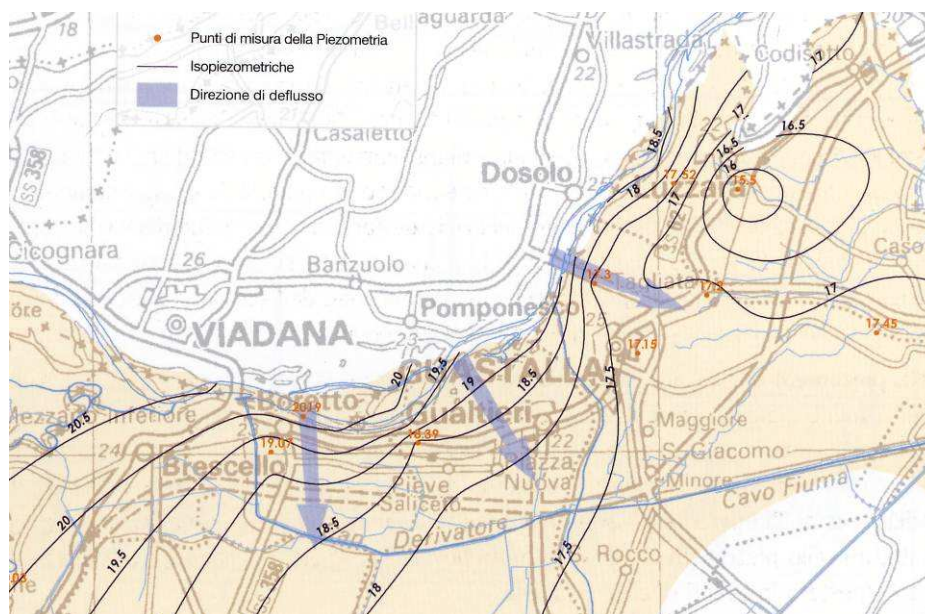


Figura 85. Piezometria del mese di Febbraio 2006 relativa all'acquifero I ricostruita da RER. Le frecce indicano l'azione alimentante del fiume Po rispetto alla falda (da Regione Emilia-Romagna, 2007).

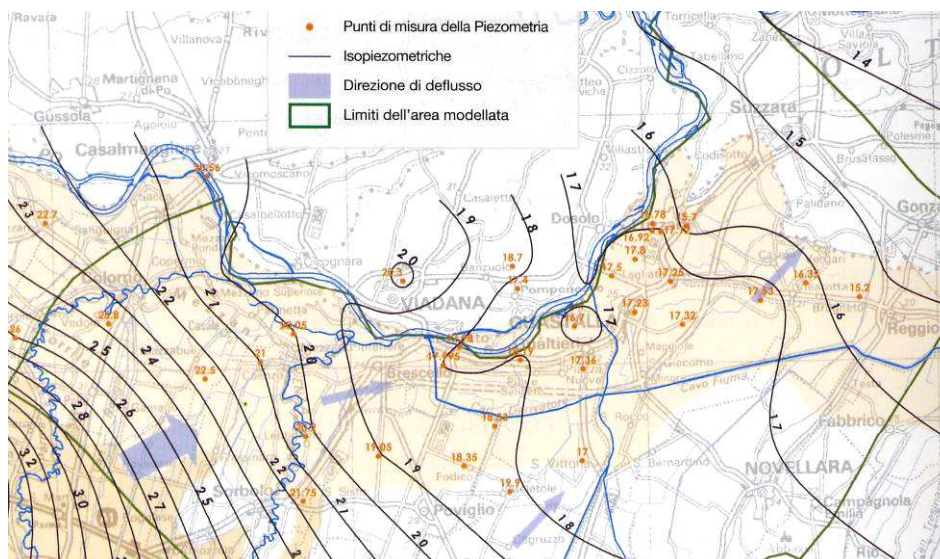


Figura 86. Piezometria del mese di Aprile 2006 relativa all'acquifero I ricostruita da RER. Le frecce indicano la direzione di flusso della falda (da Regione Emilia-Romagna, 2007).

Contrariamente a quanto fin qui descritto, il settore lombardo in sinistra Po immediatamente adiacente a quello di Figg. 85 e 86, risulta privo di dati diretti utili alla definizione delle caratteristiche idrogeologiche dei depositi sotterranei, data la mancanza di sondaggi di recente realizzazione necessari alla valutazione degli aspetti litologici ed idrologici salienti e l'assenza di una rete di monitoraggio dei livelli di soggiacenza della falda.

Per questo motivo durante il mio soggiorno presso l'Université Pierre et Marie Curie di Parigi nell'anno 2005, è stata creata una struttura informatica utile a calcolare, in termini teorici ed attraverso l'applicazione di alcune leggi fondamentali dell'idrogeologia, i parametri ideologici fondamentali dell'acquifero I sulla base degli unici dati esistenti per la zona, ovvero geometria (ricostruita nelle sezioni e nelle mappe) e litologia del corpo sabbioso.

7.4.1. Attribuzione dei parametri idrogeologici teorici

L'obiettivo di questa parte dello studio è stato, dunque, quello di stimare i parametri idraulici principali (permeabilità, conducibilità idraulica e trasmissività) dell'unità I, adottando un modello che supplisca alla attuale mancanza di dati idrogeologici di terreno e che sia fondato sulle informazioni geometriche e litologiche disponibili per il sottosuolo in esame.

Si ricorda, come premessa fondamentale, che le successioni sedimentarie alluvionali sono generalmente molto ricche in acqua, ma anche fortemente eterogenee: nella scelta del modello di parametrizzazione dell'acquifero è pertanto assolutamente necessario tener conto dell'eterogeneità del mezzo sedimentario.

Esistono alcune metodiche per la modellazione idrogeologica di un mezzo geologico eterogeneo (Gonçalves, 2001; Gonçalves *et al.*, 2003):

1. metodi geostatistici che, in linea generale, consistono nel lavorare direttamente su un insieme conosciuto di proprietà idrodinamiche (permeabilità, trasmissività, coefficiente di immagazzinamento) e tra i questi si citano Jussel *et al.*, 1994; Wittaker & Teutsch, 1996, Capilla *et al.*, 1998, Fleckenstein & Fogg, 2008.;
2. metodi genetici (Paola, 1990; Kolterman & Gorelick, 1993; Teles *et al.*, 1998; Doliguez *et al.*, 1999; Granjeon & Joseph, 1999; Quiquerez *et al.*, 2000; Cabello *et al.*, 2007) che permettono di lavorare direttamente sull'oggetto geologico nei termini di distribuzione delle litofacies e di proprietà geometriche a grande scala come la distribuzione di corpi sabbiosi, e a piccola scala, come la granulometria;
3. metodo tipo "point pilotes" proposto da Marsily nel 1978, che mira alla modellazione delle falde in un sistema acquifero attraverso la valutazione dei carichi idraulici;

4. metodi geofisici (Fayers & Hewett, 1992; Lima & Niwas, 2000; Gloagen *et al.*, 2001) basati sull'identificazione delle proprietà idrodinamiche attraverso la misurazione *in situ* delle proprietà elettriche dei livelli sedimentari con tecniche radar e sismiche;
5. altri metodi che, attraverso la descrizione del mezzo geologico a piccola (affioramenti) e a grande scala (correlazione di dati di pozzo), attribuiscono alle *facies* identificate le proprietà idrodinamiche corrispondenti (Bersezio *et al.*, 1999; Felletti *et al.*, 2006; Zappa *et al.*, 2006).

Considerata la tipologia dei dati disposizione per questo approfondimento è stato scelto di applicare il secondo approccio, che prevede due passaggi fondamentali:

- stimare la distribuzione delle *litofacies* a partire da informazioni sullo stato attuale del bacino;
- applicare una “relazione di *transfert*” tra le caratteristiche delle *litofacies* e della geometria di sottosuolo ottenute con la conducibilità idraulica che si cerca di calcolare.

Si evidenzia, infine, che il termine composito *litofacies* utilizzato in questo approfondimento equivale ad una unità sedimentaria definita esclusivamente dalle proprie caratteristiche litologiche con particolare riferimento alla percentuale in depositi grossolani (sabbia e ghiaia) che la compongono.

7.4.2. Distribuzione delle litofacies: metodi

Per ogni stratigrafia considerata nella ricostruzione geometrica e per ogni punto di indagine fittizio corrispondente all'incrocio tra le sezioni è stata creata una tabella riassuntiva in formato.xls (Fig. 87) in cui, per ogni stratigrafia, compaiono i seguenti campi:

- **Section:** indica la sezione cui appartiene il dato stratigrafico;
- **Well name:** indica il nome con cui il dato stratigrafico è archiviato nei *database*;
- **X_Coord, Y_Coord:** indica le coordinate del dato stratigrafico;
- **Zt, Zb:** indicano rispettivamente la quota di tetto e di base dell'acquifero, misurate sul dato stratigrafico ed espresse in metri sul livello del mare;
- **Epress:** corrisponde allo spessore, espresso in metri, dell'acquifero, calcolato come differenza matematica tra **Zt** e **Zb**;

- **Rif**: compare solo per quelle stratigrafie che, per l'esigua profondità, non intercettano l'acquifero; indica **Section** e **Well name** del dato più vicino del quale è stata copiata **Zb**;
- **Lithology**: riporta le sigle della descrizione litologica originale dell'acquifero
- **% Sand**: indica la percentuale di sabbia e/o ghiaia dell'acquifero, calcolata in base alla descrizione litologica originale della stratigrafia.

SECTION	Well name	X.coord	Y.coord	Zt	Zb	epe	rif	lithology	%SAND
2	dip_2	182010P634	611193.94	980267.13	26.00	23.50	2.50	A	0.00
3	dip_2	182010P629	611372.44	981109.19	27.00	24.00	3.00	A	0.00
4	dip_3	182060P632	611084.75	978179.13	26.00	24.00	2.00	MT	0.00
5	dip_3	182010P638	611273.75	978804.94	26.00	24.00	2.00	A	0.00
6	dip_3	182010P627	611735.19	979353.94	27.00	24.00	3.00	A	0.00
7	J_PR	182060P602	611867.88	976906.63	26.00	24.00	2.00	MT	0.00
8	J_PR	182060P644	612160.88	977368.00	26.00	17.00	9.00	A	0.00
9	J_PR	182060P605	612398.25	977877.06	26.00	24.50	1.50	A	0.00
10	Dip_4_mrt	182090P658	611684.00	972786.50	26.00	7.00	19.00	A,AS	8.30
11	Dip_4_mrt	182060P642	611998.38	973638.50	24.00	13.20	10.80	A	0.00
12	Dip_4_mrt	182060P634	612799.75	974418.31	26.50	11.50	15.00	A	0.00
13	Dip_4_mrt	182060P635	614652.88	976340.19	26.00	19.00	8.00	A	0.00
14	dip_5	182100P619	612169.25	969199.94	27.50	10.00	17.50	A	0.00
15	dip_5	182100P614	615312.75	972240.94	27.00	9.50	17.50	2R,A,AS,A	2.30
16	dip_5	182060P616	616690.38	975256.44	25.50	20.50	5.00	A	0.00
17	K_PR	182100P612*	611993.00	967945.56	30.00	7.00	23.00	K_PR 182100P603	0.00
18	K_PR	182100P603	615463.50	970560.69	27.00	7.00	20.00	A	0.00
19	K_PR	182100P626	616829.13	972598.50	24.00	8.00	16.00	A	0.00
20	K_PR	182060P645	617644.88	973144.50	25.00	20.00	5.00	A	0.00
21	dip_6	182100P606	616038.50	967587.06	32.50	7.50	25.00	A	0.00
22	dip_6	182100P625	617051.44	969293.94	25.50	7.00	19.50	MT	0.00
23	dip_6	182110P601	618028.56	972231.56	22.00	5.00	17.00	A	0.00
24	dip_6	182070P602	618993.69	973123.19	23.00	17.00	6.00	A	0.00
25	dip_6	182070P605	620189.13	973361.75	23.00	17.00	6.00	2S	0.00
26	dip_7	182110P642	620784.13	968153.88	24.00	5.50	18.50	A	0.00

Figura 87. Esempio di tabella riassuntiva dei dati litostratigrafici necessari allo studio idrogeologico.

Ottenuta la schematizzazione dei dati litostratigrafici, è stato necessario immettere nel sistema di calcolo (il *software* SURFER, nello specifico) il limite maximum di estensione dell'area di studio e, all'interno di questa, discretizzare lo spazio sul quale interpolare i dati raccolti. La prima operazione consiste nel fornire al sistema le coordinate dei vertici dell'area scelta: in questo caso si tratta di quattro punti, data la regolarità geometrica che si è voluto attribuire al dominio di elaborazione; la seconda, invece, consta nel "discretizzare" il piano di interpolazione dei dati suddividendolo in un insieme di maglie a base quadrata delle quali è stata scelta in via preliminare una spaziatura di 100m.

Utilizzando il *software* SURFER, poi, sulla griglia di maglie sono state interpolate **Zb**, **Zt** e **%Sand** creando il variogramma secondo il modello semplice di *Minimum Curvature* data l'estrema eterogeneità del mezzo considerato.

Con questi dati interpolati è stata creata successivamente una nuova tabella nella quale compare anche la voce **Prof** che indica la profondità del centro della cella stessa: si tratta della profondità media alla quale vengono attribuiti i parametri calcolati.

Per ogni maglia, infine, sono stati calcolati i parametri idrodinamici principali (porosità in sabbia ϕ_s , porosità in argilla ϕ_a , permeabilità intrinseca in sabbia k_s , permeabilità intrinseca in argilla k_a , permeabilità orizzontale kh e verticale k_v), applicando la “relazione di *transfert*” trattata di seguito e aggiunti successivamente nella Tabella precedentemente creata.

7.4.3. Applicazione della “relazione di *transfert*”: metodi

La porosità ϕ e la permeabilità k risultano parametri indispensabili nella trattazione e gestione delle risorse idriche.

Nell’ambito di questo studio, come più volte ribadito, non sono a disposizione dati idrogeologici di terreno direttamente raccolti nell’area di interesse.

L’applicazione di qualsiasi “relazione di *transfert*” necessita comunque di valori di riferimento in entrata nel sistema. Sono stati considerati per questo motivo parametri di riferimento medi rinvenuti in letteratura:

- C_s, C_a : costanti dipendenti dalla natura litologica dell’acquifero;
- ϕ_s, ϕ_a : porosità media di una sabbia e porosità media di un’argilla;
- S_s, S_a : superficie specifica media di una sabbia e superficie specifica media di un’argilla.

Esistono numerosi esempi di studi volti a determinare la permeabilità di un mezzo poroso a partire dalla sua porosità utilizzando delle “relazioni” di questa con le caratteristiche geometriche del deposito (Ungerer *et al.*, 1990; Nelson, 1994; Maigre *et al.*, 1998; Bersezio *et al.*, 1999; Bitzer, 1999; Indelman *et al.*, 1999; Pape *et al.*, 1999; Revil e Cathles, 1999; Schaap, 2001; Li e Logan, 2001; Gouze *et al.*, 2001; Mauran *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2006); alcuni di questi si basano su relazioni empiriche tra i dati a disposizione altri, invece, su leggi fisiche di permeabilità che prendono in considerazione ad esempio il raggio idraulico, il raggio dei pori o, ancora, il diametro dei grani e non semplicemente solo la porosità (Scheidegger, 1960). Tra le leggi fisiche, però, la più frequentemente utilizzata in diverse forme è certamente quella proposta da Kozeny e modificata da Carman, che viene adottata anche per questo studio. Si tratta di una legge che richiede una notevole mole di informazioni geometriche e, perciò, non applicabile a priori, ma si mostra particolarmente adatta alla descrizione dei mezzi detritici come sabbie non consolidate, ghiaie, argille o silt.

La formula di Kozeny-Carman relaziona la conducibilità idraulica K alla porosità ϕ e alla superficie specifica dei grani (S_0):

$$K = 0,2 \phi^3 / S_0^2 (1-\phi)^2$$

In particolare, si ricorda che la porosità ϕ_z di un mezzo alla quota z diminuisce con la profondità secondo la relazione esponenziale (Magara, 1980) :

$$\phi_z = \phi_0 \exp (-C z)$$

Con:

ϕ_0 = porosità in superficie

z = profondità considerata

C = costante dipendente dalla natura litologica del mezzo

Data l'elevatissima eterogeneità della successione indagata è possibile, specificare la permeabilità intrinseca orizzontale (kh) e verticale (kv) dell'acquifero in esame applicando le leggi di composizione di permeabilità.

$$kh = \%Sand \ k_s + (1-\%Sand) \ k_a$$

Con

k_s = permeabilità intrinseca in sabbia

k_a = permeabilità intrinseca in argilla

7.4.4. Definizione dei parametri idrogeologici dell'acquifero

Allo scopo di valutare l'affidabilità della metodologia fin qui esposta, si è proceduto al calcolo dei parametri idrogeologici fondamentali sul primo acquifero intercettato dal sondaggio di Casaglia (Fe) la cui stratigrafia e caratterizzazione geotecnica è stata pubblicata nel documento "Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna" di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI – AGIP (1998).

Il sondaggio (Fig. 88) relativamente all'acquifero I, presenta una porosità media del 37,8% e questo parametro, inserito nel sistema di calcolo descritto nei paragrafi precedenti, unitamente alle costanti C_s , C_a e S_s , S_a stimate su dati di letteratura, ha contribuito al calcolo della conducibilità idraulica e della trasmissività del corpo produttivo che, nell'area presenta uno spessore di 15 m.

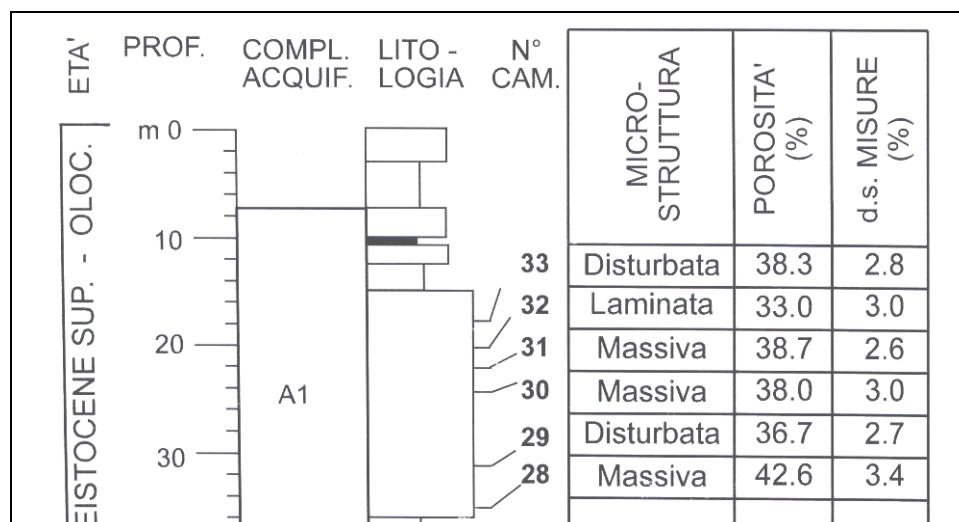


Fig. 88. Particolare del log stratigrafico e della descrizione sedimentologica del sondaggio di Casaglia (da Regione Emilia-Romagna & Eni Divisione Agip, 1998). La porosità dell'acquifero I è stata determinata su 6 campioni (28-33) sottoposti ad Analisi d'immagine

Come si può verificare in Tabella 10, i parametri calcolati applicando la tecnica presentata e quelli riportati dalla Tabella 1 contenuta nella pubblicazione sopra menzionata in riferimento a depositi di riempimento di canale principale in zone di piana deltizia inferiore del paleo Po, sono del tutto confrontabili.

Valori reali		Valori calcolati	
Conducibilità idraulica	Tramissività	Conducibilità idraulica	Tramissività
$2.2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$	$1.59 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$	$1.5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$	$3.13 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$

Tabella 10. Comparazione tra i parametri idrogeologici reali e calcolati dell'acquifero I in corrispondenza del sondaggio di Casaglia.

In Tabella 11 vengono riportate le medie dei parametri idrogeologici ottenuti attraverso al metodologia sopra descritta e quelli riportati nella Tabella 1 di RER & ENI-Divisione AGIP (1998) per depositi di riempimento di canale principale di pianura alluvionale parmense ad alimentazione assiale: si nota anche in questo caso che i valori calcolati sono comparabili, per ordine di grandezza, a quelli reali riportati da Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998).

Valori reali		Valori calcolati	
Conducibilità idraulica	Trasmissività	Conducibilità idraulica	Trasmissività
$7.8 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$	$1.8 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$	$9.64 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$	$1.89 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$

Tabella 11. Comparazione tra i parametri idrogeologici reali e calcolati dell'acquifero I nell'area di studio.

CONCLUSIONI

L'ultimo decennio ha registrato un interesse crescente nei confronti della geologia del primo sottosuolo della Pianura Padana; gli studi stratigrafici di dettaglio eseguiti in quest'area, tuttavia, non hanno mai varcato i limiti amministrativi dei territori regionali. Nell'ottica di una valutazione realistica delle risorse idriche sotterranee dell'intera area padana, questo studio si è occupato per la prima volta dell'indagine stratigrafica ad alta risoluzione alla scala del Bacino Padano, interessando le regioni situate sia a sud (Emilia-Romagna) che a nord (Lombardia) del fiume Po. Sulla base della ricostruzione di dettaglio delle geometrie dei corpi sedimentari sepolti, attraverso la correlazione di centinaia di stratigrafie di pozzi per acqua, decine di sondaggi geognostici a carotaggio continuo e decine di dati ottenuti tramite sismica passiva, per una profondità media d'indagine di circa 250 m, è stata definita l'architettura deposizionale della successione medio- e tardo quaternaria su una larga parte del bacino. Le sei sezioni realizzate, di lunghezza variabile da 20 a oltre 60 km, si spingono dal margine appenninico fino alla media pianura mantovana e, da questa, all'area ferrarese, attraversando sistemi deposizionali di conoide appenninico, pianura alluvionale, e piana costiera.

I principali risultati di questo lavoro sono sintetizzabili come segue.

- 1) L'architettura deposizionale del riempimento padano quaternario è caratterizzata da una marcata ciclicità deposizionale riconoscibile su tutta l'area di studio, definita dall'alternanza di corpi sedimentari grossolani, ghiaiosi e sabbiosi, sede di potenziali acquiferi, e depositi prevalentemente fini (argille e limi), che fungono da barriere di permeabilità (acquitardi e acquicludi). Nei 250 metri più superficiali, la ricostruzione dettagliata della ciclicità deposizionale ha permesso di individuare, a scala bacinale, cinque sequenze, informalmente denominate a partire dall'alto, A0, A1, A2, A3 e A4. Queste sequenze, corrispondenti ai subsistemi dell'attuale cartografia geologica, hanno spessori medi di 50-60 m e rappresentano sequenze di 4° ordine della durata di circa 100 ka.
- 2) L'analisi di *facies* su carota ha condotto all'identificazione, all'interno di ogni sequenza, di *facies* di ambiente sia continentale che litorale. In particolare, sono stati oggetto di indagini sedimentologiche specifiche i depositi della Pianura Padana centrale, grazie alla recente realizzazione di nuovi sondaggi a carotaggio continuo. Questi studi hanno messo in luce, all'interno della successione alluvionale quaternaria, la presenza di due principali associazioni di *facies*, riferibili rispettivamente a depositi di canale fluviale e di piana inondabile. I primi sono tipicamente sabbiosi, localmente ghiaiosi, e danno origine a corpi sedimentari a geometria tabulare allungata, lateralmente continui anche per diverse decine di chilometri, amalgamati sia

verticalmente che lateralmente e con spessori generalmente superiori a 30 m, con superfici di tetto nette e basi marcatamente erosive a geometria concava verso l'alto. Si tratta di corpi porosi sede di importanti volumi di acqua. L'associazione di piana inondabile, invece, è generalmente costituita da argille e limi spesso ricchi in sostanza organica, che inglobano lenti sabbiose isolate di modeste dimensioni. Anche queste unità presentano un'importante continuità laterale, elemento che permette di considerarle come barriere di permeabilità principali.

Nelle aree di margine appenninico sono state riconosciute *facies* riconducibili a sistemi deposizionali di conoide alluvionale: i corpi di canale fluviale, sede di importanti acquiferi, sono qui tipicamente ghiaiosi, presentano una geometria lenticolare e rappresentano la parte volumetricamente più rilevante della successione sedimentaria, raggiungendo spessori anche superiori a 60 m; al contrario, l'associazione prevalentemente pelitica di piana inondabile mostra spessori decisamente ridotti, pur mantenendo una buona continuità laterale che ne garantisce il ruolo di barriera di permeabilità.

Infine, nelle aree costiere sono state riconosciute *facies* di piana inondabile che si alternano sulla verticale con tipici depositi transizionali e marini attribuibili a *facies* di laguna/palude (depositi fini ricchi in materiale organico e torba), spiaggia (sabbie fossilifere) e mare basso (argille).

3) La ricostruzione dell'architettura interna alle cinque sequenze ottenuta a mezzo di sezioni orientate sia parallelamente che trasversalmente all'asse del Po ha consentito di ricostruire le relazioni stratigrafiche tra i diversi sistemi deposizionali, confermando sostanzialmente il recente modello di Amorosi & Colalongo (2005). Sulla base dei rapporti vertico-laterali tra le *facies*, i cinque cicli deposizionali individuati sono interpretabili come sequenze trasgressivo-regressive (T-R) fisicamente tracciabili per l'intera area di studio, dal margine appenninico alla costa adriatica. Le superfici trasgressive che delimitano le sequenze T-R sono facilmente identificabili, in zone distali, in corrispondenza del passaggio da depositi continentali ai sovrastanti depositi trasgressivi di ambiente litorale; in aree prossimali, dati pollinici e radiometrici suggeriscono la collocazione delle superfici trasgressive al contatto netto di base sequenza tra corpi grossolani lateralmente continui di canale fluviale (corpi I-V), interpretati come depositi di stazionamento basso (LST) e sovrastanti depositi di piana inondabile (TST+HST).

4) La costruzione, per la prima volta, di un quadro stratigrafico unitario alla scala del Bacino Padano suggerisce l'attribuzione informale di una nuova nomenclatura, a carattere sovraregionale, alla successione medio- e tardoquaternaria dell'area padana. In particolare, nell'ambito di questo studio il "Sintema Emilia-Romagnolo" (equivalente del "ciclo Qc" di Ricci Lucchi *et al.*, 1982) viene sostituito da "Supersintema Padano, delimitato alla base dalla

superficie di *unconformity* riconosciuta in sismica e tarata stratigraficamente in pozzo a 870 ka BP; analogamente, i termini “Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore” e “Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore” (corrispondenti rispettivamente a “Gruppo Acquifero B” e “Gruppo Acquifero A” di Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998 e Regione Lombardia e ENI-Divisione AGIP, 2002) vengono sostituiti da “Sintema Padano Inferiore” e “Sintema Padano Superiore”, separati dalla superficie di *unconformity* riconosciuta in sismica e tarata stratigraficamente in pozzo a 450 ka BP.

5) La regolare ciclicità registrata nella successione medio- e tardoquaternaria padana alla scala dell'intero bacino limita fortemente la possibilità di un controllo autociclico sulla sedimentazione e depone largamente a favore di un'ipotesi di controllo allociclico. Nello specifico, la tettonica appare aver rivestito un ruolo fondamentale nello sviluppo delle *unconformity* principali e quindi nella messa in posto dei sintemi, paragonabili così a sequenze deposizionali di 3° ordine; al contrario, l'architettura delle *facies* all'interno del Sintema Padano Superiore suggerisce che le dinamiche glacioeustatiche con periodo di 100 ka a controllo astronomico (cicli di Milankovich dell'eccentricità) siano state fondamentali nella formazione e nello sviluppo delle cinque sequenze di 4° ordine. A questi fattori si deve sommare il ruolo delle oscillazioni climatiche nel determinare variazioni nella produzione di sedimento e quello della subsidenza, che ha consentito la preservazione delle successioni alluvionali anche durante le fasi di caduta del livello del mare e durante i successivi periodi di *lowstand*.

6) L'utilizzo sperimentale della tecnica di sismica passiva HVSR in aree a stratigrafia nota, che ne hanno consentito una taratura precisa con dati di sondaggio e, successivamente, in zone quasi completamente prive di dati, permette di affermare che questa metodologia può costituire un mezzo attendibile di indagine stratigrafica di sottosuolo solo se associato ad un numero congruo di stratigrafie note nelle immediate vicinanze. I picchi registrati dagli spettri di velocità possono essere utilizzati in questo caso per la correlazione dei limiti di base e di tetto dei maggiori corpi sedimentari. La sismica passiva a stazione singola fornisce informazioni stratigrafiche indicative di tipo puntuale, evidenziando la presenza di discontinuità dovute a contrasti di velocità tra i vari tipi di deposito. La correlazione tra l'ampiezza di questi contrasti e la natura dei litotipi corrispondenti non è ancora stata definita con precisione, anche se sembra che la tecnica HVSR sia in grado di discriminare meglio le superfici quanto più marcato è il contrasto di velocità a crescere dall'alto verso il basso, ovvero al passaggio da sedimento fine a sedimento più grossolano (Pieri, 2008). Ciò implica che la tecnica di sismica passiva, se impiegata all'interno di una successione di depositi alluvionali, sarà in grado di risolvere principalmente il tetto dei corpi grossolani. La base degli stessi corpi, corrispondente a una

superficie erosiva di canale fluviale, sarà comunque localmente riconoscibile, in quanto associata al massimo contrasto litologico dell'intero sistema alluvionale.

7) L'individuazione delle superfici trasgressive (TS) e dei loro equivalenti nelle aree prossime del bacino può consentire l'individuazione degli acquiferi potenzialmente più importanti, fornendo un contributo prezioso alla costruzione di un modello idrogeologico realistico (Amorosi, 2008). All'interno delle sequenze T-R individuate nel sottosuolo della Pianura Padana i maggiori acquiferi corrispondono a :

- corpi ghiaiosi amalgamati di conoide alluvionale ai margini del bacino;
- corpi sabbiosi di canale fluviale nella zona assiale di pianura;
- corpi sabbiosi di spiaggia nelle attuali piane costiere.

Questi differenti tipi di acquifero sono individuabili in specifici settori delle sequenze T-R. L'individuazione delle TS può fungere da guida nella definizione della geometria e della posizione stratigrafica degli acquiferi, poiché questa superficie appare marcare il tetto di corpi porosi di origine fluviale e la base di quelli di ambiente costiero.

A seconda della posizione all'interno della sequenza T-R, sulla base dei modelli concettuali fin qui descritti, è possibile tentativamente predire le caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi. Nelle zone al margine della Pianura sono in genere presenti acquiferi tipicamente non confinati, a ricarica diretta dalla superficie topografica, con elevata vulnerabilità ai diversi fattori di inquinamento e relativa scarsa qualità delle acque; verso il depocentro, invece, le spesse unità argillose fungono da acquicludi/acquitardi isolando le falde a diverse profondità, che diventano quindi confinate e maggiormente protette.

8) La ricostruzione di dettaglio delle caratteristiche geometriche dell'Unità I, ottenuta attraverso la realizzazione di una fitta rete di sezioni stratigrafiche nell'area pilota ubicata nella bassa pianura mantovana a ridosso del fiume Po, mostra che l'acquifero corrispondente è caratterizzato da uno spessore medio di circa 40 m, con valori massimi nel settore di confluenza tra i fiumi Oglio e Po, a testimonianza di una confluenza del sedimento da due distinte aree di provenienza. Si tratta di un acquifero confinato, che nella fascia del Po diventa subaffiorante e localmente freatico. Dal punto di vista idraulico l'acquifero è direttamente alimentato dal Fiume Po, che per lunghi tratti ne incide il limite sommitale, con evidenti ricadute negative sulla qualità delle acque. I parametri ideologici misurati a mezzo di prove di pompaggio a basso carico realizzate nel settore in destra idrografica e calcolati a mezzo di una interpolazione statistica nel settore in sinistra idrografica, permettono di dichiarare questo acquifero potenzialmente produttivo, ma un'eventuale sfruttamento intensivo della risorsa (come nel caso della realizzazione di un nuovo campo pozzi per sopperire a fasi di emergenza

idrica nel settore appenninico) necessiterebbe di importanti interventi di depurazione delle acque.

9) La simulazione tridimensionale delle geometrie di sottosuolo proposta in calce a questo studio permette di confermare quanto una rappresentazione di questo tipo faciliti grandemente la comprensione della stratigrafia a fini idrogeologici, descrivendola con maggiore accuratezza e permettendone una rigorosa verifica.

BIBLIOGRAFIA

ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PRINCIPI G., PASSERINI P., TREVES B., (1986). *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the western Tethys*. Mem. Soc. Geol. Ital., 31, 23-44.

ADAMS M.M., BHATTACHARYA J.P., (2005). *No change in fluvial style across a sequence boundary, Cretaceous Blackhawk and Castlegate formations of Central Utah, U.S.A.*. J. Sediment. Res. 75, 1038-1051.

AGIP MINERARIA, (1959). *Campi gassiferi padani*. Atti Convegno Giacimenti Gassiferi dell'Europa Occidentale. Acc. Naz. Lincei, 2, pp. 45-497.

AGIP, (1977). *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*. Ed. AGIP, pp. 1930.

AGIP (1981) Italia, Carta Magnetica, scala 1:500.000, Foglio B, Milano.

AGIP-Attività Minerarie (1982) *Aeromagnetic map of Italy, scale 1:500,000*. AGIP, S. Donato Milanese, Italy.

AGUZZI M., AMOROSI A., SARTI G., (2005). *Stratigraphic architecture of Late Quaternary deposits in the lower Arno*

Plain (Tuscany, Italy). Geol. Rom. 38, 1-10.

AGUZZI M., AMOROSI A., COLALONGO, M.L., RICCI LUCCHI M., ROSSI V., SARTI G., VAIANI S.C., (2007). *Late Quaternary climatic evolution of the Arno coastal plain (Eastern Tuscany, Italy) from subsurface data*. Sedimentary Geology, 202, 211-229.

AMADESI E., (1985). *Stato delle conoscenze sulla geologia della Pianura Padana*, M e S Litografica, Torino.

ALLASON B., CARRARO F., GHIBAUDO G., PAGANELLI A., RICCI B., (1981). *Prove palinologiche dell'età pleistocenica inferiore dei depositi "villafranchiani" in Piemonte*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4.

AMATO A., BARNABA P.F., FINETTI I., GROPPI G., MARTINIS B., MUZZIN A., (1977). *Geodynamic Outline and Seismicity of Friuli Venezia Julia region*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. 19, n.72, 217-256.

AMBROSETTI P. & CARRARO F. (1980). *Pliocene et Quaternarie*. In: *Introduzione à la géologie generale d'Italie*. Soc. It. Min. Petr.

AMOROSI A., (2008). *Delineating aquifer geometry within sequence stratigraphic framework: evidence from Quaternary of the Po River Basin Northern*

Italy. GeoActa Special Publication 1, pp. 1–14, Bologna.

AMOROSI A. & FARINA M. (1995). *Large-scale architecture of a thrust-related alluvial complex from subsurface data: the Quaternary succession of the Po Basin in the Bologna area (northern Italy)*, *Giornale di Geologia*, 57/1-2, 3–16.

AMOROSI A. & MILLI, S., (2001). *LateQuaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions*. *Sediment. Geol.* 144, 357–375.

AMOROSI A. & COLALONGO M.L. (2005). *The linkage between alluvial and coeval nearshore marine succession: evidence from the Late Quaternary record of the Po River Plain, Italy*. In: M. Blum and S. Marriott (Eds.) *Fluvial Sedimentology*, IAS Special Publication.

AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPOREALE L., DI DIO G. (1996). *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy*, *Sedimentary Geology*, 102, 275–295.

AMOROSI A., CAPOREALE L., CIBIN U., COLALONGO M.L., PASINI G., RICCI LUCCHI F., SEVERI P., VAIANI S.C. (1998). *The Pleistocene littoral deposits (Imola Sands) of the northern Apennines foothills*, *Giornale di Geologia*, ser 3^a, vol 60, pp. 83–118, Bologna.

AMOROSI A., COLALONGO M.L., PASINI G., PRETI D. (1999). *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (Northern Italy)*, *Sedimentology*, 46, 99–121.

AMOROSI A., COLALONGO M.L., FUSCO F., PASINI G., FIORINI F. (1999a). *Glacio-eustatic control of continental-shallow marine cyclicity from Late Quaternary deposits of the south-eastern Po Plain (Northern Italy)*, *Quaternary Research*, 52, 1–13.

AMOROSI A., FORLANI M.L., FUSCO F., SEVERI P. (2001). *Cyclic patterns of facies and pollen associations from Late Quaternary deposits in the subsurface of Bologna*, *Geoacta*, 1, 83–94.

AMOROSI A., COLALONGO M.L., FIORINI F., FUSCO F., PASINI G., VAIANI S.C., SARTI G. (2004). *Palaeogeographic and palaeo-climatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records*. *Global and Planetary Change*.

AMOROSI A., PAVESI M., RICCI LUCCHI M., SARTI G., PICCIN A., (2008). *Climatic signature of cyclic fluvial architecture from the Quaternary of the central Po Plain, Italy*. *Sedimentary Geology*, 209, 58–68.

AMOROSI A., CASTELLARO S., MULARGIA F. (*in press*). *Single-Station Passive Seismic Stratigraphy: an efficient and inexpensive tool for subsurface investigations*. *GeoActa* 7, 2008, in press.

ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1994) – *Subsurface well data in the Northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc.Geol. It. 48, 461–471.

ANELLI L., MATTAVELLI L., PIERI M. (1996). *Structural-stratigraphic evolution and petroleum system of Italy*. In: P.A. Ziegler and F. Horvát (Eds) *Structure and prospects of Alpine Basin and forelands. Peri-Tethys Memoir 2*, Mémoires Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 170, 455–483.

ANTOINE P., MUNAUT A.V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P., DUPERON J., DUPERON M., (2003). *Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France)*. Quat. Sci. Rev. 22, 2061–2076.

APAT – CNR, (2004). *Carta Geologica D'Italia 1:50.000* – Catalogo Delle Formazioni.

AQUATER (GEOTENECO), (1976). *Elaborazione dei dati geofisici relativi alla Dorsale Ferrarese*. Rapporto inedito per ENEL.

AQUATER (GEOTENECO), (1977). *Elaborazione dei dati geofisici relativi alla struttura di Trino Vercellese*. Rapporto inedito per ENEL.

AQUATER (GEOTENECO), (1978). *Interpretazione dei dati geofisici delle strutture plioceniche e Quaternarie della*

Pianura Padana e Veneta. Rapporto inedito per ENEL.

AQUATER, (1980). *Studio del nannoplancton calcareo per la datazione della scomparsa di Hyaline baltica nella Pianura Padana E Veneta*. Rapporto inedito per ENEL.

AQUATER-ENEL, (1981). *Elementi di neotettonica del territorio italiano*. Volume speciale, Roma 1981.

AQRAWI A.A.M., (2001). *Stratigraphic signatures of climatic change during the Holocene evolution of Tigris-Euphrates delta, lower Mesopotamia*. Glob. Planet. Change 28, 267–283.

ARGAND E. , (1924). *La tectonique de l'Asie*. Comptes Rendus Congrès Géologique International, XIII Belgique 1922, 1, 171–372.

ARGNANI A., BARBACINI G., BERNINI, M., CAMURRI F., GHIELMI M., PAPANI G., RIZZINI F., ROGLEDI S., TORELLI L. (2003). *Gravity tectonics driven by Quaternary uplift in the Northern Apennines: insights from the La Spezia – Reggio Emilia geo-transect*. Quaternary International, 101–102, 13–26.

ASTORI A., CASTALDINI D., BURRATO P., VALENSISE G. (2002). *Where the Alps meet the Apennines, active tectonics and seismicity of central Po Plain*; Progetto SAFE, semestrer meeting, Mantova, 20–23 September, 2002.

BALLY A.W., BURBY L., COOPER C., GHELARDONI R., (1986). *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., 35 :237-310.

BALLY A. W. & SNELSON S., (1980). *Realms of subsidence*. In: A. D. Miall (Ed) *Fact and principles of world petroleum occurrence*. Can. Soc. Petr. Geol. Mem., 6, 9-94.

BARBIERI C., BERTOTTI G., CATELLANI D., DI GIULIO A., FANTONI R., MANCIN N., (2003). *Flexural response of the Venetian foreland to the Southalpine orogeny analysed through 2D crustal modelling*. Memorie Società Geologica Italiana, 54, 135-138 .

BARCHI M., LANDUZZI A., MINELLI G., PIALLI G., (2001). *Outer Northern Apennines*. In G.B. Vai and I.P. Martini (Eds): *Anatomy of an Orogen: Northern Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 215-254.

BARROCU G. & CIVITA M. (2004). *Groundwater resources management in Italy*. In: M. Brentwood and Robar S.F. (Eds.), "Managing common pool groundwater resources. An international perspective", Praeger Publ., Westport (CT - USA), p. 111 - 123.

BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI

G., PANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. e FRANCAVILLA F., (1982). *Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 523-549, Roma.

BASSETTI M. A., RICCI LUCCHI F. e ROVERI M., (1994). *Physical stratigraphy of the Messinian post-evaporitic deposits in Central-Southern Marche area (Apennines, Central Italy)*, Memorie Società Geologica Italiana, 48, 275-289.

BELLO M. & FANTONI R., (2002). *Deep oil play in Po Valley: Deformation and hydrocarbon generation in a deformed foreland*. AAPG HEDBERG CONFERENCE "Deformation History, Fluid Flow Reconstruction and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts, May, 14-18, 2002, Palermo - Mondello (Sicily, Italy).

BELLOTTI P., CARBONI M.G., DI BELLA L., PALAGI I., VALERI P., (1994). *Benthic foraminiferal assemblages in the depositional sequence of the Tiber Delta*. Boll. Soc. Paleontol. Ital., Spec. Vol. 2, 29-40.

BELLOTTI P., CHIOCCI F.L., MILLI S., TORTORA P., VALERI P., (1994°). *Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data*. J. Sediment. Res., Sect. B Stratigr. Glob. Stud. 64, 416-432.

BELLOTTI P., MILLI S., TORTORA P., VALERI P., (1995). Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence. *Sedimentology* 42, 617-634.

BELLOTTI P., CAPUTO C., DAVOLI L., EVANGELISTA S., GARZANTI E., PUGLIESE F., VALERI P., (2004). *Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany)*. *Geomorphology* 61, 71-90.

BENDIK, A., BOCCALETTI, M., BONINI, M. POCCIANI C., SANI F., (1994). *Structural evolution of the outer Apennine chain (Firenzuola-Citta' di Castello sector and Montefeltro area, Tuscan-Romagnan and Umbro-Marchean Apennine)*. *Memorie Società Geologica Italiana*, 48, 515-522.

BERETTA G.P., (1987). *Contributo per la carta idrogeologica della Lombardia*. In: «Studi idrogeologici sulla Pianura Padana». 3, Milano.

BERETTA G.P., PAGOTTO A., VANDINI R., ZANNI S., (1991). *Sovrasfruttamento degli acquiferi della pianura Padana: aspetti idrogeologici e idrochimici*. *Rivista del Catasto e dei Servizi Tecnici Erariali*, Nuova Serie-Anno XLIV, n.2, Roma

BERGER W.H., BICKERT T., SCHIMDT H., WERFEN G., (1993). *Quaternary oxygen isotope record of pelagic foraminifers: Site 806*. Ontong Java Plateau In W.H. Berger, T. Bickert, H.Schmidt, G. Werfen (Eds), *Proceeding*

of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 130, College Station Texas, Ocean Drilling Program, p. 381-395.

BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KÄLIN O. & VAN STUIJVENBERG J., (1979). *Evolution of continental margins in the Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr., Mitt. 59, 165-170.

BERSEZIO R., BINI A. & GIUDICI M., (1999). *Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: joining facies analysis and numerical modelling*. *Sedimentary Geology* Volume 129, Issues 3-4, December 1999, Pages 327-344.

BERSEZIO R., PAVIA F., BAIO M., BINI A., FELLETTI F., RODONDI C., (2004). *Aquifer architecture of the Quaternary alluvial succession of the southern lambro basin (Lombardy-Italy)*. *Il Quaternario*, ISSN 0394-3356, 17:2/1(2004), p. 361-378.

BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D., CASTELLARIN A., (1993). *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. *Sedimentary Geology*, 86 (1993), 53-76.

BERTOTTI G., CAPOZZI R., PICOTTI V., (1998). *Extension controls Quaternary tectonics, geomorphology and sedimentation of the N-Apennines foothills*

an adjacent Po Plain (Italy). *Tectonophysics*, 282 (1997), 291–301.

BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R., SCANDONE P., (1990). *Structural model of Italy*. Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Progetto Finalizzato Geodinamica, Quaderni de "La Ricerca scientifica", 114/3, 1:500.000 scale, Firenze, SELCA.

BINI A., STRINI A., VIOLANTI D., ZUCCOLI L., (2004). *Geologia di sottosuolo nell'alta pianura a NE di Milano*. Il Quaternario, vol. 17, p. 343–354.

BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G., PELLEGRINI G., (2004a). *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, ISSN 0394–3356, 7:1(2004), p. 75–82.

BISERNI G., BERENDSEN H.J.A., SANDRELLI F., (2004). *Shape reconstruction of the Pleistocene/Holocene unconformity in the Grosseto Plain (Tuscany, Italy)*. Quaternario 17, 443–451.

BITZER K., (1999). *Two-dimensional simulation of clastic and carbonate sedimentation, consolidation, subsidence, fluid flow, heat flow and solute transport during the formation of sedimentary basins*. Computer and Geosciences, 25: 413–447.

BLUM M.D., (1993). *Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a Late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas*. In: P. Weimer and H.W. Posamentier, (Eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications: AAPG Memoir 58*, pp. 259–283.

BLUM M.D., TOOMEY R.S., VALASTRO S., (1994). *Fluvial response to Late Quaternary climatic and environmental change, Edwards Plateau, Texas*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 108, 1–21.

BLUM M.D. & TÖRNQVIST T.E., (2000). *Fluvial response to climate and sea-level change: a review and look forward*. *Sedimentology* 47 (Suppl. 1), 2–48.

BOCCALETTI M. & SANI F., (1997). *Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene–Quaternary evolution of the Northern Apennines*. *Tectonics*. 17: 112–130.

BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZARETTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G., POSTPISCHL D., (1985). *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. *Tectonophysics*. 117: 7–38.

BOCCALETTI M., MARTINELLI P., CERRINA FERONI A., MANNORI M.R.,

SANI F. (1987). *Neogene tectonic phases of the Northern Apennines-South Alpine system; their significance in relation to the foredeep sedimentation*, Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense", 23-4, 253-264.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G., RICCI LUCCHI F., (1990). *Migratine foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 77, 3-14.

BOCCALETTI M., BONINI M., CORTI M., GASPERINI G.P., MARTELLI L., PICCARDI L., SEVERI P., VANNUCCI G., (2004). *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna scala 1:250 000*. Note illustrative, A cura di M. BOCCALETTI e L. MARTELLI. S.E.L.C.A., Firenze, 2004.

BONDESAN M., FAVERO V., VINALS J. (1995). *New evidence of the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene*. Quaternary International, 29/30, 105-110.

BONDESAN M., CANTELLI C., MAZZEO, G. (1997). *Fluvial and littoral geomorphology and ecology in the Po delta*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, supplemento III, tomo 2, 215-218.

BRIANT R.B., BATEMAN M.D., COOPE G.R., GIBBARD P.L., (2005). Climatic control on Quaternary fluvial sedimentology of a Fenland Basin river, England. Sedimentology 52, 1397-1423.

BROWN L.F. & FISHER W.L., (1977). *Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems. Examples from Brazilian rift and pull-apart basins*. In: C.E. Payton (Ed.) Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, 213-248.

BURRATO P., CIUCCI F., VALENSISE G., (2003). *An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting*. Ann.Geofis., 46, 5, 865-882.

BUTLER R.W.H., LICKORISH W.H., GRASSO M., PEDLEY H.M., RAMBERTI L., (1995). *Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis*. Geological Society of America Bulletin, v.107, pp. 425-439.

CABELLO P., CUEVAS J. L., RAMOS E., (2007). 3D modelling of grain size distribution in Quaternary deltaic deposits (Llobregat Delta, NE Spain). Geologica Acta, 2007, Vol. 5, N. 3.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F., con la collaborazione di CRISTALLINI C. e DI

LORITO L. (1986). *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. In E. Centyamore and G. Deiana (Eds.), *La Geologia delle Marche*, Studi Geologici Camerti, n. Spec. In occasione del 73° Congr. Soc. Geol. Ital., 61-81.

CAPILLA J., GÓMEZ-HERNÁNDEZ J. SAHUQUILLO A., (1998). *Stochastic simulation og transmissivity fields conditional toboth transmissivity and piezometric head data-3. application to the culebra formation at the waste isolation pilot plan (WIPP), New Mexico, USA*. Journal of Hydrology, 207: 254-269.

CAPOZZI R., LANDUZZI A., NEGRI A., VAI G.B., (1992). *Stili deformativi ed evoluzione tettonica della successione neogenica romagnola*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. (1991/1), 261-278.

CAPOZZI R., LANDUZZI A., ZANOLI S., (1998). *Neogene evolution of the Apennine foothill structures from northern Marche to eastern Romagna*. Memorie Società Geologica Italiana, 52, 631-646.

CARBONI M.G., BERGAMIN L., DI BELLA L., IAMUNDO F., PUGLIESE N., (2002). *Late Quaternary sea-level changes along the Tyrrhenian Sea. Paleoecological evidences from foraminiferal and ostracod assemblages*. Geobios 35, 40-50.

CARBONI M.G., FREZZA V., BERGAMIN L., (2004). *Distribution of Recent foraminifers in the Ombrone River Basin (Tuscany Continental Shelf, Tyrrhenian Sea, Italy): relations with fluvial run-off*. In: R. Coccioni, S. Galeotti and F. Lirer,

(Eds.), *Proc. First Ital. Meeting Environ. Micropal.*, Grzybowski Found. Spec. Publ., vol. 9, Krakow, Poland, pp. 7-16.

CARCANO C., PICCIN A., (1999). *Architettura deposizionale del Quaternario della Pianura Padana in Regione Lombardia: interpretazione integrata di dati sismici e stratigrafici. Le pianure. Conoscenza e salvaguardia, il contributo delle scienze della terra*. Atti del Convegno. Ferrara.

CASERO P., RIGAMONTI A., LOCCA M.; (1990). *Paleogeographic relationship during Cretaceous between the Northern Adriatic area and the Eastern Southern Alps*. Memorie Società Geologica Italiana, 45, 807-814.

CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R., CAPELLI V., (1986). *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*, 73° Congresso S.G.I., Roma 29 sett.-4ott. 1986, Centro Stampa AGIP, pp.27.

CASTALDINI D. & PANIZZA M., (1991). *Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia Settentrionale)*, Il Quaternario, 4, 333-410.

CASTELLARIN A. (2001). *Alps-Apennines and Po Plain-Frontal Apennines Relationships*. In: G.B. VAI e I.P. MARTINI (Eds.), *Anatomy of an Orogen: Northern Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 177-197.

-
- CASTELLARIN A., (2004). *Structural synthesis of the eastern Alps: a collisional orogenic chain*, Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B., (1981). *Importance of Hercynian tectonics within of framework of the Southern-Alps*. J. Struct. Geol., 3-4, 477-486.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (Eds), (1982). *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide Geol. Reg., Bologna.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B., (1986). *Southalpine versus Po Plain appenninic arcs*. In: F. C. WEZEL (Ed.), *The Origin of the Arcs, Development in Geotectonics*, 21, Elsevier, Amsterdam, 253-280.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L., (2000). *Neo-Alpine evolution of the southern Eastern Alps*. Jour.of Geodyn., 30, 1-2, 251-274.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G., VAI G.B., RABBI E., PINI G.A. e CRESTANA G. (1985). *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*, Giornale di Geologia, 47, 47-75.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SELLI L., (1992). *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relations with the N-Apennines*. Ann. Tect., 6, 62-94.
- CASTELLARO S. & MULARGIA F., (2008). *The effect of velocità inversion on H/V: Why recordings on cement /asphalt/stiff artificial soil provide unreliable estimates of site amplification*. Bull. Seismol. Soc. America.
- CASTELLARO S., MULARGIA F., BIANCONI L., (2005). *Passive seismic stratigraphy: a new efficient, fast and economic technique*. Geologia Tecnica e Ambientale, 3, 76-102
- CASTIGLIONI G.B. & PELLEGRINI G.B. (Eds.) (2001). *Illustrative notes of the geomorphological map of the Po Plain*, Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., IV, 2001.
- CASTIGLIONI G.B., AJASSA R., BARONI C., BIANCOTTI A., BONDESAN M., BRANCUCCI G., CASTALDINI D., CAVALLIN A., CORTEMIGLIA F., CREMASCHI M., DA ROLD O., ELMI C., FASANI D., FAVERO V., GASPERI G., GIORGI G., MARCHETTI G., MARCHETTI M., MENEGHEL M., MOTTA M., NESCI O., OROMBELLI G., PARONUZZI P., PELLEGRINI G.B., PELLEGRINI L., TELLINI C., TONIELLO V., TURRINI M.C., ZECCHI R. e ZORZIN R., (1997a). *Carta altimetrica e dei movimenti verticali del suolo della Pianura Padana a scala 1:250.000*. Selca, Firenze.
- CASTIGLIONI G.B., AJASSA R., BARONI C., BIANCOTTI A., BONDESAN A., BONDESAN M., BRANCUCCI G., CASTALDINI D., CASTELLACCIO E.,
-

CAVALLIN A., CORTEMIGLIA F., CORTEMIGLIA G.C., CREMASCHI M., DA ROLD O., ELMI C., FAVERO V., FERRI R., GANDINI F., GASPERI G., GIORGI G., MARCHETTI G., MARCHETTI M., MAROCCO R., MENEGHEL M., MOTTA M., NESCI O., OROMBELLI G., PARONUZZI P., PELLEGRINI G.B., PELLEGRINI L., RIGONI A., SOMMARUGA M., SORBINI L., TELLINI C., TURRINI M.C., VAIA F., VERCESI P.L., ZECCHI R. e ZORZIN R., (1997b). *Carta geomorfologia della Pianura Padana a scala 1:250.000*. SELCA, Firenze.

CASTIGLIONI G.B., BIANCOTTI A., BONDESAN M., CORTEMIGLIA G.C., ELMI C., FAVERO V., GASPERI G., MARCHETTI G., OROMBELLI G., PELLEGRINI G.B., TELLINI C., (1999). *Geomorphological map of the Po Plain, Italy. At the scale 1:250.000*. Earth Surf. Processes Landforms 24, 1115–1120.

CATI A., FICHERA R., CAPPELLI V., (1987). *Northeastern Italy. Integrated processing of geophysical and geological data*. Memorie della Società Geologica Italiana, 40, pp. 295–308.

CATI A., SARTORIO D., VENTURINI S., (1987a). *Carbonate platform in the subsurface of the Northern Adriatic area*. Memorie della Società Geologica Italiana, 40, pp. 295–308.

CAVAZZA, W. & DECELLES, P.G., 1998, *Upper Messinian siliciclastic rocks in southeastern Calabria (southern Italy):*

paleotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region. Tectonophysics, v.298, pp. 223–241.

CAVAZZA W. & WEZEL F.C., (2003) *The Mediterranean region—a geological primer* Episodes, Vol. 26, no. 3.

CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A. *et al.* (1986). *Il Trias–Paleogene delle Marche*. In: E. CENTAMORE e G. DEIANA (Eds.), *La geologia delle Marche*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. (1986), 9–27.

CHANNELL J.E.T., D' ARGENIO B., HORVATH F., (1979). *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography: Earth Sciences Reviews*, v.15, pp. 213–292.

CHINÉ V., (2007). *Applicazione della sismica passiva in stratigrafia: un esempio dalla pianura ferrarese*. Tesi di Laurea, Università di Bologna.

CITA M.B., (1954). *Osservazioni micropaleontologiche su alcuni campioni raccolti nei conglomerati terziari del Bresciano*. Riv. It. Pal. Strat., 60 (4): 213–219, Milano.

CITA M.B., (1957). *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. VII. Sintesi stratigrafica della Gonfolite..* Riv. It. Pal. Strat., 63 (2): 79–121, 1 fig., 1 tab., 1 tav., Milano.

CITA M.B., (1958). *Litofacies e biofacies della Gonfolite lombarda*. Boll. Soc. Geol. It., 77: 39–48, Roma.

-
- CIVITA M., (2005). *Idrogeologia Applicata e Ambientale*. CEA, Milano, 794 pp. (con Bibliografia).
- CIVITA M. V., (2008). *L'assetto idrogeologico del territorio italiano: risorse e problematiche*. Quad. SGI 3 (2008), pp 2-34.
- CIVITA M. V., MASSARUTTO A., SEMINARA G. (2007). *Ground waters in Italy: a Review*. EASAC Rep.on Ground Water. in Southern European Mediter. Countries (inedito).
- COLALONGO M.L., NANNI T., RICCI LUCCHI F., (1979). *Sedimentazione Ciclica nel Pleistocene anconetano*, Geol. Romana, 18, 71-92.
- COLALONGO M.L., RICCI LUCCHI F., GUARNIERI P., MANCINI E., (1982). *Il Plio-Pleistocene del Santerno*. In: G. Cremonini and F. Ricci Lucchi (Eds.), Guida alla Geologia del margine appenninico padano Pitagora, Bologna, pp. 161-167.
- CORREGGIARI A., CATTANEO A., TRINCARDI F., (2005). *Depositional patterns in the late Holocene Po delta system*. In: L. Giosan and P. Bhattacharya (Eds.), River-Deltas concepts, Models, and Examples. SEPM, Special Publication, 83, 365-392.
- COSTA M., (2003). *The buried, Apenninic arcs of the Po Plain and northern Adriatic Sea (Italy): a new model*. Boll. Soc. Geol. Ital., 2003, vol. 122, N. 1, pp. 3-23.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977). *Litostratigrafia della Formazione a Colombacci in Romagna*, Giornale di Geologia, 2, 42, 61-82.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1982). *Note illustrative alla Carta Geologica dell'Emilia Romagna*. Tavv. 100III SO -Cursecoli e 100 II SE-Borello. Pitagora, Bologna.
- CREMONINI G. & MARABINI S. (1982). *La Formazione a Colombacci nell'Appennino romagnolo*. In: G. Cremonini and F. Ricci Lucchi (Eds.), Guida alla Geologia del margine appenninico-padano. Società Geologica Italiana, Guide geologiche regionali, Pitagora Tecnoprint, Bologna, 167-170.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Eds.), (1982). *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*. Società Geologica Italiana, Guide geologiche regionali, Pitagora Tecnoprint, Bologna.
- CRESTA S., MONECHI S. e PARISI G. (Eds.), (1989). *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana, Itinerari geologici sull'appennino umbro-marchigiano (Italia)*. Memorie descrittive Carta Geologica d'Italia, 39, 182 pp.
- DALLA S., ROSSI M., ORLANDO M., VISENTIN C., GELATI R., GNACCOLINI M., PAPANI G., BELLI A., BIFFI U., CITRULLO D., (1992). *Late Eocene-Tortonian tectono-sedimentary evolution in the western part of the Padan basin*
-

- (northern Italy). *Paleontol. Evol.* 24-25, 341-362.
- DE BEAULIEU J.-L. & REILLE M., (1992). *The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France)*. A new pollen profile. *Quat. Sci. Rev.* 11, 431-438.
- DECELLES P. & CAVAZZA W., (1999). *Upper Messinian fanglomerates in eastern Calabria (southern Italy): response to microplate migration and Mediterranean sea-level changes*. *Geology*, v.23, p.775-778.
- DECIMA A. & WEZEL F., (1971). *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*, *Riv. Miner. Sic.*, 22, 130-132, 172-187.
- DELLA VEDOVA B., GIUSTINIANI M., NICOLICH R., FANTONI R., (2006). *Struttura dell'avampaese veneto-adriatico GNGTS - Atti del 22° Convegno Nazionale / 03.06*
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., VRIELYNCK B., (1986). *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E. AND VRIELYNCK, B., (Eds.), (1993). *Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps*. Editions Gauthier-Villars, Paris, 307 p.
- DERCOURT, J., GAETANI, M., VRIELYNCK, B., BARRIER, E., BIJU-DUVAL, B., BRUNET, M. F., CADET, J. P., CRASQUIN, S. AND SANDULESCU, M., (Eds.), (2000) *Peri-Tethys Palaeogeographical Atlas*, Paris.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E., (1988). *Anisian paleogeographic evolution in the Central-Western Southern Alps*. *Mem. Sci. Geol.* 40,399-411.
- DI DIO G., LASAGNA S., PRETI D., SAGNA M., (1997). *Stratigrafia dei depositi quaternari della provincia di Parma*. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 35, 181-189.
- DOGLIONI C., (1993). *Some remarks on the origin of foredeeps*. *Tectonophysics*, 228, 1-2, 1-20.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A., (1988). *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. *Geol. Rund.*, 76, 735-754.
- DOGLIONI C., HARABAGLIA P., MARTINELLI G., MONGELLI F., ZITO G., (1996). *A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism*. *Terra Nova*, 8, 540-547.
- DOLIGEZ B., GRANJEON D., ESCHARD R., BEUCHER H., (1999). *How can stratigraphic modelling help to constrain geostatistical reservoirs simulations*. In: J. HARBAUGH (Ed) *Numerical experiments in stratigraphy*, Volume 62 of SEPM Sp. Pub.
- DONDI L. & D'ANDREA M.G. (1986). *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*, *Giornale di Geologia*, 48, 197-225.

DONDI L., MOSTARDINI F., RIZZINI A., (1982). *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia nella Pianura Padana*. In: G. Cremonini and F. Ricci Lucchi (Eds.), Guida alla Geologia del margine appenninico-padano, Guida Geol. Reg., S.G.I., 47-58.

DONDI L., MOSTARDINI F. e RIZZINI A. (1982a). *Lessico delle Formazioni del bacino padano orientale*. In: G. Cremonini and F. Ricci Lucchi (Eds.), Guida alla Geologia del margine appenninico-padano, Guida Geol. Reg., S.G.I., 205-229.

EMBRY A.F., (1993). *Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago*. Can. J. Earth. Sci. 30, 301-320.

EMBRY A.F., (1995). *Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals*. In: R.J. Steel, V.L. Felt, E.P. Johannessen, C. Mathieu (Eds.), Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin. Norwegian Petr. Soc. Spec. Publ. 5, pp.1-11.

ENEL-GEOEXPERT, (1984). *Studio di qualificazione dei siti per la localizzazione di una centrale elettronucleare*.

E.R.S.A.L. & AMM. PROV. DI MANTOVA, (1997). *I suoli della Pianura Mantovana Centrale*. Prog. Carta Pedologica, SSR 20, Milano.

FANETTI D., (2000). *La Pianura Padana Sud di Brescia: interpretazione*

integrata di dati sismici e stratigrafici. Tesi di Laurea inedita, Università di Milano.

FARABEGOLI E., (1985). *Note geologiche sul territorio di S. Lazzaro di Savena*. In: F. Lenzi, G. Menzioni and C. Peretto (Eds.), Materiale e documenti per un museo della preistoria. S. Lazzaro di Savena e il suo territorio, Catalogo del museo, Nuova Alfa Editoriale, Bologna, 13-26.

FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1991). *La sezione di S. Mamante (Faenza) nel quadro evolutivo neotettonico ed eustatico del Quaternario dell'Appennino romagnolo*, Mem. Descr. Carta Geol. Ital., 46, 417-432.

FARABEGOLI E., ONOREVOLI G., RUFFINO C., COSTANTINI B., (1997). *Struttura del sottosuolo quaternario continentale della Pianura Padana meridionale (Provincia di Ravenna - Italia)*. Università degli studi di Bologna e AGIP.

FELLETTI F., BERSEZIO R., GIUDICI M., (2006). *Geostatistical Simulation and Numerical Upscaling, to Model Ground-Water Flow in a Sandy-Gravel, Braided River, Aquifer Analogue*. Journal of Sedimentary Research; November 2006; v. 76; no. 11; p. 1215-1229.

FLECKENSTEIN J.H. & FOGG G.E., (2008). *Efficient upscaling of hydraulic conductivity in heterogeneous alluvial aquifers*. Hydrogeology Journal, V.16/7, pp.1239-1250, November 2008.

FOLLIERI M., MAGRI D., SADORI L., (1988). *250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma)*. Pollen Spores 30, 329-356.

FRANCAVILLA F., D'ONOFRIO S. e TONI G., (1980). *Caratteri idrogeologici strutturali e paleoecologico-stratigrafici del conoide del fiume Reno (Bologna)*. Quaderni Ist. Ric. Acque CNR, 51/1, 81-95.

GALADINI F., POLI M. E., ZANFERRARI A., (2005). *Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M > 6$ in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy)*, in "Geophysical Journal International", 161, 2005, pp. 739-762.

GALLIPOLI, M.R., LAPENNA, V., LORENZO, P., MUCCIARELLI, M., PERRONE, A., PISCITELLI, S., SDAO, F., (2000). *Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in southern Italy*. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 4, 117-128.

GASPERI G., GELATI R., PAPANI G. (1984). *Neogene evolution of the Northern Apennines on the Po Valley side*. Giorn. Geol., ser.3, 48, 187-195.

GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M. P., CARDARELLI A., CATTANI M., LABATE D., (1987). *Evoluzione plio-quadernaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura. Note illustrative alla carta geologica*. Mem. Soc. Geol. It. 39, 375-431.

GELATI R. & GNACCOLINI M., (1982). *Evoluzione tettonico-sedimentaria della zona al limite tra Alpi e Appennino tra l'inizio dell'Oligocene e il Miocene medio*. Memorie Società Geologica Italiana, 24, 183-191.

GELATI R. & GNACCOLINI M., (1988). *Sequenza deposizionale in un bacino episuturale, nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino settentrionale*. Atti Ticinesi di scienze della terra, 31, 340-350.

GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1988) - *La Gonfolite lombarda.: stratigrafia e significato nell'evoluzione del margine sudalpino*. Riv. It. Pal. Strat., 94 (2): 285-332, 13 figg. 2 tabb., 5 tavv., Milano.

GELATI, R., ROGLEDI, S. AND ROSSI, M.E., (1989). *Significance of the Messinian unconformity-bounded sequences in the Apenninic margin of the Padan foreland basin, Northern Italy*. Memorie Società Geologica Italiana, 39, 319-323.

GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A., (1991). *Results of studies on the Meso-Cenozoic succession in the Monte Olimpino 2 tunnel. The tectono-sedimentary significance of the Gonfolite lombarda*. Riv. It. Pal. Strat., 97 (3-4): 565-598, 16 figg. 2 tavv., Milano.

GHIELMI M., ROGLEDI S., ROSSI M., (1998). *Studio stratigrafico sedimentologico dell'area Padana*. Eni - Agip Divisione Esplorazione e Produzione. Inedito

-
- GLOAGUEN E., CHOUTEAU M., MARCOTTE D., CHAPUIS R., (2001). *Estimation of hydraulic conductivity of an unconfined aquifer using cokriging of GPR and hydrostratigraphic data*. Journal of Applied Geophysics, (47): 135-152.
- GONCALVES J., (2001). *Modelisation 3D de l'évolution du bassin de Paris : implications diagenétiques et Hydrogéologiques*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, 353 pp.
- GONCALVES J., VIOLETTE S. ROBIN C., PAGEL M., GUILLAUCHEAU F., MARSILY G. de, BRUEL D., LEDOUX E. (2003). *3-D modelling of salt and heat transport during the 248 m.y. evolution of the Paris basin : diagenetic implications*. Bull. Soc. Géol. de France (2003) 174, 429-439
- GOUZE P., HASSANI R., BERNARD D., COUDRAIN-RIBSTEIN A., (2001). *Calcul de l'évolution de la perméabilité des réservoirs sédimentaires contenant des argiles : application à la zone de faille de Bray (bassin de Paris)*. Bulletin de la Société géologique de France, 172(4): 427-436.
- GOZZA G. & PIZZIOLO M., (2006). *Progetto IFFI Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia* RELAZIONE TECNICA. A cura di: Regione Emilia-Romagna, Bologna, 24 p.
- GRANJEON D. & JOSEPH P., (1999). *Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphy modelling*. In: Numerical experiments in stratigraphy.
- HICKSON T.A., SHEETS B.A., PAOLA C., KELBERER M., (2005). *Experimental test of tectonic controls on three-dimensional alluvial facies architecture*. J. Sediment. Res. 75, 710-722.
- HOLBROOK J. & SCHUMM S.A., (1999). *Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings*. Tectonophysics 305, 287-306.
- HOLBROOK J., SCOTT R.W., OBOH-IKUENOBE F.E., (2006). *Base-level buffers and buttresses: a model for upstream versus downstream control on fluvial geometry and architecture within sequences*. J. Sediment. Res. 76, 162-174.
- IBS VON SETH M. & WOHLBERG J., (1999). *Microtremors measurement used to map thickness of soft sediments*. Bull. Seismol. Soc. America, 89, 250-259.
- INDELMAN P., MOLTYANER G., DAGAN G., (1999). *Determining the hydraulic conductivity spatial structure at the twin lake site by grain-size distribution*. Ground water, 37(29): 223-227.
-

- I.R.S.A., (1975). *Le falde acquifere della Pianura Padana*. Quad. I.R.S.A., n. 28 (I). Roma.
- I.R.S.A., (1981). *Indagine sulle falde acquifere profonde della Pianura Padana*. Quad. I.R.S.A., n° 51 (II), Roma.
- JUSSEL P., STAUFFER F., DRACOS T., (1994). *Transport modeling in heterogeneous aquifers: 1. Statistical description and numerical generation*. Water Res. Res., 30(6), 1803-1817
- KAMOLA D.L. & VAN WAGONER J.C., (1995). *Stratigraphy and facies architecture of parasequences with examples from the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation, Utah*. In: J.C. Van Wagoner and G.T. Bertram (Eds.), *Sequence Stratigraphy Foreland Basin Deposits*. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 64, 27-54.
- KASSE C., HOEK W.Z., BOHNCKE S.J.P., KONERT M., WEIJERS J.W.H., CASSEE M.L., VAN DER ZEE R.M., (2005). *Late Glacial fluvial response of Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change*. J. Quat. Sci. 20, 377-394.
- KOLTERMAN C. & GORELICK S., (1996). *Heterogeneity I sedimentary deposits: A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches*. Water resources Research, 32(9): 2617-2658.
- KOMATSUBARA J., (2004). *Fluvial architecture and sequence stratigraphy of the Eocene to Oligocene Iwaki Formation, northeast Japan: channel-fills related to the sea-level change*. Sediment. Geol. 168, 109-123.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., MARABINI S., VAI G.B. (1999). *New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 54: 25-33, Roma.
- KUKLA G. & CILEK V., (1996). *Plio-Pleistocene megacycles: Record of climate and tectonics*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoeology, V. 120, pp. 171-194.
- LEGARRETA L., ULIANA M.A., (1998). *Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquen Basin, West-Central Argentina*. In: K.W. Shanley and P.J. McCabe (Eds.), *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 59, 83-92.
- LANDUZZI A., (1992). *Structural setting and landforms in the Marnoso-arenacea of the Alta Romagna Apennines (Italy): an approach to neo-tectonics*. Bollettino Società Geologica Italiana, 110, 581-600.
- LANDUZZI A., (1994). *Relationships between the Marnoso-arenacea Formation of the inner Romagna units and the Ligurids (Italy)*. Memorie Società Geologica Italiana, 48, 523-534.
- LANDUZZI A. & CASTELLARI M. (1988). *A new vertebrate site from late Messinian Karts holes, Santerno valley, W*

Romagna. In: C. De Giuli and G.B. Vai (Eds.), *Fossil Vertebrates in the Lamone valley Romagna Apennines*, Litografia, Faenza, pp. 70–74.

LAUBSCHER H.P., (1985). *Large scale, thin-skinned thrusting in the Southern Alps: kinematic model*. Geol. Soc. Am. Bull., 96, 710–718.

LEEDER M.R., (1993). *Tectonic controls upon drainage basin development, river channel migration and alluvial architecture: implications for hydrocarbon reservoir development and characterization*. In: C.P., North and D.J. Prosser (Eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Hydrocarbon Reservoirs*, Spec. Publ. Geol. Soc. London 73, 7–22.

LEEDER M.R. & STEWART M.D., (1996). *Fluvial incision and sequence stratigraphy: alluvial responses to relative sea-level fall and their detection in the geological record*. In: S.P. Hesselbo and D.N. Parkinson (Eds.), *Sequence Stratigraphy in British Geology*, Spec. Publ. Geol. Soc. London 103, 25–39.

LEWIS S.G., MADDY D., SCAIFE R.G., (2001). *The fluvial system response to abrupt climate change during the last cold stage: the Upper Pleistocene River Thames fluvial succession at Ashton Keynes, UK*. Glob. Planet. Change 28, 341–359.

LI X-Y. & LOGAN B., (2001). *Permeabilità of fractal aggregates*. Water Resources Research, 35(14): 3373–380.

LIMA O. & NIWAS S., (2000). *Estimation of hydraulics parameters of*

shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. Journal of Hydrology, 235: 12–26.

LUCHETTI L. , (1997). *Stratigrafia a nannofossili calcarei della MA dell'Umbria settentrionale tra il fronte dell'Unità del Falterona e la dorsale dei Monti di Gubbio*. Ph.D. thesis, University of Perugia, 110 pp.

MAGARA K., (1980). *Comparison of porosity–depth relationships of shale and sand stone*. Journal of Petroleum Geology, V. 3, i2, 175–185.

MAIGRE D., TESSIER D., GRUNBERGER D., VELDE B., VASSEUR G., (1998). *Evolution of microstructures and of macroscopic properties of some clays during experimental compaction*. Marine and Petroleum Geology, (15): 109–128.

MALINVERNO A. & RYAN B.F., (1986). *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5, 227–245.

MARABINI S. & VAI G.B., (1985). *Analisi di facies and macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*. Bollettino Società Geologica Italiana, 104, 21–42.

MARABINI S., TAVIANI M., VAI G.B., VIGLIOTTI L. , (1995). *Yellow sand facies with Arctica islandica: low-stand in an early Pleistocene Front–Apennine Basin*. Giornale di Geologia, 57, 259–275.

-
- MARIOTTI G. & DOGLIONI C., (2000). *The dip of the foreland monocline in the Alps and Apennines*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 181, Issues 1-2, 30 August 2000, pp. 191-202.
- MARSILY G. de, (1978). *De l'identification des systèmes hydrogéologiques*. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 300p.
- MARTINSEN O.J., RYSETH A., HELLAND-HANSEN W., FLESCHE H., TORKILDSEN G., IDIL S., (1999). *Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Sorings Uplift, SW Wyoming, USA*. Sedimentology 46, 235-259.
- MASSARI F., RIO D., SERANDREI BARBERO R., ASIOLI A., CAPRARO L., FORNACIARI E., VERGERIO P.P., (2004). *The environment of Venicearea in the past two million years*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 202, 273-308.
- MARZO M. & STEEL R.J., (2000). *Unusual features of sediment supply-dominated, transgressive-regressive sequences: Paleogene clastic wedges, SE Pyrenean foreland basin, Spain*. Sediment. Geol. 138, 3-15.
- MAURAN S., RIGAUD L., COUDEVILLE O., (2001). *Application of the Carman-Kozeny correlation to high-porosity and anisotropic consolidated medium: the compressed expanded natural graphite*. Transport in porous media, 43: 255-376.
- MENICHETTI M., DE FEYTER A., CORSI M., (1992). *CROP 03-II tratto Val Tiberina-Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avansosse della zona Umbro-Marchigiana-Romagnola*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. (1991/1), 279-293.
- MICHETTI A.M., LIVIO F., CHUNGA K., ESPOSITO E., FANETTI D., GAMBILLARA R., MARTIN S., PASQUARÈ F., PORFIDO S., SILEO G., VITTORI E., (2005). *Ground effects of the Ml 5.2, November 24th, 2004, Salò earthquake, Northern Italy, and the seismic hazard of the western Southern Alps*. Rend.Soc.Geol.It., 1, Nuova Serie, 134-135.
- MILANA J.P., (1998). *Sequence stratigraphy in alluvial settings: a flume-based model with applications to outcrop and seismic data*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 82, 1736-1753.
- MILLI S., (1997). *Depositional setting and high-frequency sequence stratigraphy of the Middle-Upper Pleistocene to Holocene deposits of the Roman Basin*. Geol. Rom. 33, 99-136.
- MITCHUM Jr R.M., VAIL P.R., THOMPSON IIS., (1977). *The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: C.E. Payton (Ed.), Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, 53-62.
-

- MOLINARI F.C., BOLDRINI G., SEVERI P., DUGONI G., RAPTI CAPUTO D. e MARTINELLI G., (2007). *Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara*. Parte Prima, Ferrara, pp.1-60.
- MONTADERT L., LETOVZEY J. e MAUFFRER A., (1977). *Messinian event: seismic evidence*. In: Int. Rep. D.S.D.P., 42, 1, 1037-1050.
- MOZZI P., BINI C., ZILOCCHI L., BECATTINI R., MARIOTTI LIPPI M., (2003). *Stratigraphy, paleopedology and palinology of Late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the Lagoon of Venice (Italy), in relation to the "caranto" level*. Il Quaternario 16, 193-210.
- MULARGIA F. & CASTELLARO S., (in stampa). *Single station passive seismic stratigraphy to nearly 2 km depth in sedimentary basin*.
- M.U.R.S.T., (1997). Carta geomorfologia della Pianura Padana/geological map of Po Plain. S. El. Ca., Firenze, Italy, 3. Scale 1:250.000.
- MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADELLI S., TINTERRI R., (1995). *Il Bacino terziario epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino*. Mem. Soc. Geol., 47, 217-244.
- MUTTONI G., CARCANO C., GARZANTI E., GHIELMI M., PICCIN A., PINI R., ROGLEDI S., SCIUNNACH D., (2003). *Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps*. Geology 31, 989-992.
- NAKAMURA Y., (1989). *A method for dynamic characteristics estimate of subsurface using microtremor on the round surface*. QR of Railway Technical Research Institute, 30, 25-33.
- NELSON P., (1994). *Permeability-porosity relationships in sedimentary rocks*. The long Analyst, 35(3): 38-62.
- NOGOSHI M. & IGARASHI T., (1970). *On the propagation characteristics of microtremors*. J. Seism. Soc. Japan, 23, 264-280.
- OGNIBEN L., (1957). *Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Drescr. Carta Geol. It., 33, 275 pp.
- OLSEN T., STEEL R., HOGSETH K., SKAR T., ROE S.-L., (1995). *Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah*. J. Sediment. Res. B65, 265-280.
- ORI G.G., (1993). *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po Plain (northern Italy)*. Sediment. Geol., 83, 1-14.
- PAOLA C., (1990). *Quantitative Dynamic Stratigraphy, charter A simple basin-filling model for coarse-grained alluvial systems*. Prentice-Hall.
- PAPE H., CLAUSER C., IFFLAND J., (1999). *Permeability prediction based on fractal pore-space geometry*. Geophysics, 64 (5): 1447-1460.

- PATACCA E. & SCANDONE P., (1986). *Struttura geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo: ipotesi sismo tettoniche*. Atti Seminario Progetto Cartografia Geologica, Regione Emilia Romagna, pp.102-117.
- PATACCA E. & SCANDONE P., (1989). *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO, G.B. VAI (Eds.), *The Lithosphere in Italy*. Atti Convegni Lincei, 80, 157-176.
- PASSERI L., (Ed.) (1994). *Appennino umbro-marchigiano*, Guide Geologiche Regionali 7, Società Geologica Italiana, BE-MA, Milano, 301 pp.
- PAVESI M., (2004). *Stratigrafia fisica dei depositi quaternari e analisi dei movimenti verticali del suolo in un settore della pianura padana centrale*. Tesi di laurea, dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali, Università di Bologna.
- PENCK A. & BRUCKNER E., (1909). *Die Alpen in Eiszeiten*. Leipzig, Tauchnitz, 1199p.
- PICOTTI V., FANTONI R., MASETTI D., (2003). *Mesozoic extensional tectonics in the eastern sector of the Southern Alps*. TRANSALP Conference, Memorie di Scienze Geologiche, Vol. 54, 115-118.
- PIERI E., (2008). *Stratigrafia con sismica passiva*. Tesi di laurea, dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali, Università di Bologna.
- PIERI M., (1983). *Three seismic profiles through the Po Plain*. In: A.W. Bally (Ed) *Seismic Expression of Structural Styles. A Picture and Work Atlas*. Am. Assoc. Pet. Geol. Stud. Geol. 15: 3.4.1/8-3.4/26.
- PIERI M., (1992). *Cortemaggiore Field - Italy, Po Plain, Northern Apennines*. In: N.H. Foster and E.A Beaumont, (Eds.), *Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gas Fields, Structural Traps VII: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists*, p. 99-118.
- PIERI M. & FLORES G., (1996). *Italy to open Po valley to competitive exploration*. Oil and Gas Journal, v. 94, no. 11 (March 11), p. 99-102.
- PIERI M. & GROPPi G., (1975). *The structure of the Pliocene-Quaternary sequence in the subsurface of the Po and Veneto Plains, the pedepenninic Basin and the Adriatic Sea*. Quad. Ric. Scient., 90, pp. 409-415.
- PIERI M. & GROPPi G. (1981). *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. CNR, Prog. Final. Geodinamica, pubbl. n. 414, Napoli.
- PIERI M. & MATTAVELLI L., (1986). *Geologic framework of Italian petroleum resources*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70., no. 2, p. 103-130.
- PINI R., RAVAZZI C., DONEGANA M., (2007). *Gli ultimi cinque cicli climatici nella successione sedimentaria della*

pianura friulana. In: *Clima e cambiamenti climatici: le attività di ricerca del CNR*, pp.169-172.

PINI R., CARCANO C., GARZANTI E., GHIELMI E., MUTTONI G., PICCIN A., ROGLEDI S. & SCIUNNACH D. (2004). *Stratigraphic evidence for a major climate change during MIS22: the Pianengo core (Poplain, Northern Italy)*. 32nd International Geological Congress. Firenze, 20-28 agosto 2004. Abstract volume, part 1: 392.

PLINK-BJÖRKLUND P., (2005). *Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen*. *Sedimentology* 52, 391-428.

Poli M. E., Peruzza L., Rebez A., Renner G., Slejko D. e Zanferrati A.; 2002: New seismotectonic evidence from the analysis of the 1976-1977 and 1977-1999 seismicity in Friuli (NE Italy). *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 43, 53-78.

QUIQUEREZ A., ALLEMAND P., DROMART G., (2000). *Dibafill: a 3-D two-lithology diffusive model for basin infilling*. *Computer and Geosciences*, 26: 1029.

RABBI E. & RICCI LUCCHI F., (1968). *Stratigrafia e sedimentologia del Messiniano forlivese (dintorni di Predappio)*. *Giornale di Geologia*, 2, 34, 595-640.

RATSCHBACHER L., W. FRISCH, H.-G. LINZER, (1991). *Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis*. *Tectonics*, v.10, pp. 257-271.

RAVAZZI C., (2002). *Late Quaternary history of spruce in southern Europe*. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 120, 131-177.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI - AGIP, (1998). *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. DI DIO. S.EL.CA. (Firenze).

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, (2002). *Supporto tecnico alla Regione Emilia-Romagna, alle province ed alle Autorità di Bacino per la elaborazione del piano Regionale di tutela delle acque e piano territoriale di coordinamento provinciale (Art. 44 del D.Lgs. 152/99 e Art.115 L.R. 3/99)*. 132 p.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA & CNR, (2002). *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo, scala 1:250.000*. S.EL.CA., Firenze.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, (2007). *Individuazione di Risorse Idriche Alternative. Progetto Pilota. Progetto Europeo Interreg IIIB MEDOCC, denominato Bassin Versants Méditerranées*. Guida Metodologica, 62 pp.

REGIONE LOMBARDIA, (2001). *Acque sotterranee in Lombardia, gestione sostenibile di una risorsa strategica*. Regione Lombardia, Risorse Idriche e Servizi di Pubblica Utilità, 2001.

REGIONE LOMBARDIA & ENI DIVISIONE AGIP, (2002). *Geologia degli acquiferi Padani della Regione Lombardia*. A cura

di C. CARCANO & A. PICCIN. S.EL.CA. (Firenze).

RENZI G. , (1964). *Un probabile livello guida nella formazione Marnoso-arenacea romagnola nei dintorni di Marradi e Palazzuolo*. Quaderni di Studi Romagnoli, 1, 15-20.

REVIL A. & CATHES L. (1999). *Permeability of shaly sands*. Water Resources Research, 35(3): 651-662.

RICCI LUCCHI F. , (1975). *Miocene palaeogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. In: C. H. Squyres (ed.) *Geology of Italy*. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, Vol. 2, pp. 129-236.

RICCI LUCCHI F. , (1981). *The Miocene Marnoso-arenacea turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. In: F. Ricci Lucchi (ed.), *Excursion Guidebook, 2nd International Association of Sedimentologists Regional Meeting Bologna 1981*, pp. 229-303.

RICCI LUCCHI F., (1984). *Flysch, molassa, cunei clastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi dei bacini orogenici dell'Appennino settentrionale*. In: *cento anni di geologia italiana, Volume Giubilare 1 Centenario Soc. Geol. It.*, 279-295.

RICCI LUCCHI F., (1986). *Oligocene to Recent foreland basins of northern Apennines*. In: PH. Allen and P. Homewood (Eds.), *Foreland Basins*, IAS Special Publication No. 8, 105-139.

RICCI LUCCHI F. & VALMORI E., (1980), *Basin-wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometrical analysis*. *Sedimentology*, 27, 241-270.

RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. e RIO D. (1982). *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia nel margine appenninico*. In: G. Cremonini and F. Ricci Lucchi (Eds.), *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*, Guida Geol. Reg., S.G.I., 17-46.

RICCI LUCCHI F. (1986). *Oligocene to Recent foreland basins of northern Apennines*. In: PH. Allen and P. Homewood (Eds.), *Foreland Basins*, IAS Special Publication No. 8, 105-139.

RICCI LUCCHI F., BASSETTI M.A., MANZI V., ROVERI M., (2002). *Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi allacrisi di salinità nell'avanfossa appenninica*. STUDI GEOLOGICI CAMERTI. NUOVA SERIE. vol. 1/2002 pp. 127-142 ISSN: 0392-0631

RIGO F., (1991). *Italy to open 'exclusive' Po basin area in 1992*. Oil and Gas Journal, v. 89, no. 21 (May 27), p. 102-106.

RIZZINI A., (1974). *Holocene sedimentary cycle and heavymineral distribution, Romagna-Marche coastal plain, Italy*. *Sedimentary Geology*, 11, 17-37.

- RIZZINI A. & DONDI L. (1978). *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian Plain (Italy)*, Marine Geology, 27, 303-325.
- RIZZINI A. & DONDI L., (1979). *Messinian evolution of the Po Basin and its economic implication (hydrocarbons)*. Paleogeogr., Palaeocl., Palaeoec., 29, 41-74.
- ROVERI M., MANZI V., BASSETTI M.A., MERINI M., RICCI LUCCHI F., (1998). *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern-Romagna (northern Apennines, Italy)*. Giornale di Geologia, 60, 119-142.
- ROVERI M., BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F., (2001). *Mediterranean Messinian salinity crisis: an apennine foredeep perspective*. Sedimentary Geology, 140, 201-214X
- RUGGIERI G. (1962). *La serie marina pliocenica e quaternaria della Romagna*. Boll. Mensile Camera Commercio Industria Agricoltura: 1-79, Forlì.
- RUGGIERI G., (1995). *Sull'età delle «Sabbie di Imola»*, Naturalia Faentina, 2, 79-81.
- SCARDIA G., MUTTONI G., SCIUNNACH D., (2006). *Subsurface magnetostratigraphy of Pleistocene sediments from the Po Plain (Italy): Constraints on rates of sedimentation and rock uplift*. GSA Bulletin. November 2006; v. 118; no. 11-12; p. 1299-1312.
- SCHAAP M., (2001). *Using microscope observation of thin sections to estimate soil permeability with Koseny-Carman equation*. Journal of Hydrology, (25): 186-201.
- SCHEIDEGGER A., (1960). *The Physics of flow through porous media*. University of Toronto Press.
- SCIUNNACH D. & TREMOLADA F., (2004). *The Lombardian Gonfolite Group in central Brianza (Como and Milano Provinces, Italy): Calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentary record of neo-alpine tectonics*. Ecl. Geol. Helv., 97 (1): 119-131, 7 figg., Basel.
- SCIUNNACH D., C. CARCANO, E. GARZANTI, M. GHIELMI, G. MUTTONI, A. PICCIN, R. PINI & S. ROGLEDI (2004): *Sequence-Stratigraphic Architecture vs Aquifer Groups in the Pleistocene Succession of the Po Foredeep: a Multidisciplinary Approach*. Workshop Nazionale "Sviluppo degli studi in sedimentologia degli acquiferi e acque sotterranee in Italia", Parma, 25 giugno 2004. Volume degli abstract: 75-76.
- SHANLEY K.W. & MC CABE P.J., (1993). *Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework*. A case study from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. In: S.S. Flint and I.D. Bryant (Eds), The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub. 15, 21-56.
- SHANLEY K.W. & MC CABE P.J., (1994). *Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata*. Report

of a working group at the 1991 NUNA conference of High Resolution Sequence Stratigraphy. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 78, 544–568.

SCHUMM S.A., (1993). *River response to base level change: implications for sequence stratigraphy*. J. Geol. 101, 279–294.

SELLI R., (1973). *An outline of the Italian Messinian*. In: C.W. DROOGER (Ed.), *Messinian events in the Mediterranean*, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Amsterdam, pp. 150–71.

SILEO G., GIARDINA F., MICHETTI A.M., LIVIO F., CHUNGA K., CAPELLETTI S., (2004). *Integrazione di dati geologici e geomorfologici per la definizione del potenziale sismico nel settore dell'Insubria (Alpi Meridionali)*. GNGTS – Atti del 23° Convegno Nazionale / 07.19, 2004.

SILEO G., MICHETTI A.M., CHUNGA K., BERLUSCONI A., (2005). *Active tectonics of the Insubria region (Central Southern Alps, Italy): the case of the Faloppia Valley at the Lombardia – Ticino border*. Geophysical Research Abstract, 7, 01078, 2005, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-10830, © European Geosciences Union 2005.

STAMPFLI G.M., BOREL G., CAVAZZA W., MOSAR J., ZIEGLER P.A., (Eds.), (2001a). *The Paleotectonic Atlas of the Peri-Tethyan Domain* (CD-ROM): European Geophysical Society.

STAMPFLI G.M., MOSAR J., FAVRE P., PILLEVUIT A., VANNAY J.-C., (2001b). *Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean basin connection*. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, and S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peritethyan Rift/ Wrench Basins and Passive Margins: Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, v. 186*, pp. 51–108.

STAMPFLI G.M., BOREL G., MARCHANT R., MOSAR J., (2002). *Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions*. Journal Virtual Explorer, v.8, pp. 77–106.

STEFANI M. & VINCENZI S., (2005). *The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po delta system*. Marine Geology, 222–223, 19–48.

TAKANO O. & WASEDA A., (2003). *Sequence stratigraphic architecture of a differentially subsiding bay to fluvial basin: the Eocene Ishikari Group, Ishikari Coal Field, Hokkaido, Japan*. Sediment. Geol. 160, 131–158.

TELES V., BRAVARD J.P., MARSILY G. de, PERRIER E., (2001). *Modelling of the construction of the Rhône alluvial plain since 15000 years BP*. Sedimentology (2001) 48, 1209–1224

TRINCARDI F., CORREGGIARI A., ROVERI M., (1994). *Late Quaternary trasgressive erosion and depositino in a modern epicontinental shelf: the adriatic*

semienclosed basin. Geo-Mar. Lett. 14, 41-51.

TRÜMPY R., (1973) *The timing of orogenic events in the Central Alps*. In: K.A. De Jong and R. Scholten (Eds.) Gravity and Tectonics. J. Wiley & Sons, New York, pp. 229-251.

TZEDAKIS P.C., (1993). *Long-term tree population in northwest Greece through multiple Quaternary climatic cycles*. Nature 364, 437-440.

UNGERER P., BURRUS J., DOLIGEZ B., CHENET P., BESSIS F., (1990). *Basin evaluation by integrated two dimensional modeling of heat tranfert, fluid flow, hydrocarbon generation and migration*. AAPG Bulletin, 74(3): 309-335.

VAI G.B., (1988). *A field trip guide to the Romagna Apennine geology - The Lamone valley*. In: C. De Giuli and G.B. Vai (Eds.), «Fossil Vertebrates in the Lamone valley, Romagna apennines. Field Trip Guidebook. International Workshop: Continental Faunas at the Mio-Pliocene Boundary», Faenza, March 28-31, 1988, 7-37.

VAI G.B., (1994). *Crustal evolution and basement elements in the Italian area: palaeogeografy and characterisation*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 36, n.141-144, 411-434.

VAI G.B., (1997). *Cyclostratigraphic estimate of the Messinian stage duration*. In: A. Montanari, G. S. Odin and R. Coccioni (Eds.), Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach, Elsevier, Amsterdam, pp. 463-476.

VAI G.B., (2001). *Basement and Early (Pre-Alpine) History*. In: G.B. Vai and I.P. Martini (Eds.), Anatomy of an Orogen: Northern Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 121-151.

VAI G.B., (2003). *Development of the palaeogeography of Pangea from Late Carboniferous to Early Permian*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v.196, pp. 1-31.

VAI G.B. & RICCI LUCCHI F., (1977). *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines*, Sedimentology, 24, 211-244.

VAI G.B. & COCOZZA T., (1986). *Tentative schematic zonation of the Hercynian Chain in Italy*. Bul. Soc. Géol. France, 8, 95-114.

VAI G.B. & CASTELLARIN A., (1992). *Correlazione sinottica delle unità strati grafiche nell'Appennino Settentrionale*, Studi Geologici Camerti Vol. Spec. (1992/2), CROP 1-1°, 171-185.

VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.), (2001). *Anatomy of an Orogen: Northern Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 632 pp.

VANDENBERGHE J., (2003). *Climate forcing of fluvial system development: an*

evolution of ideas. Quat. Sci. Rev. 22, 2053–2060.

VAN WAGONER J.C., (1995). *Sequence stratigraphy and marine to non-marine facies architecture of foreland basin strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A.*. In: J.C. Van Wagoner and G.T. Bertram (Eds.), *Sequence stratigraphy of foreland basin deposits*. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 64, 137–223.

VANWAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M., RAHMANIAN V.D. (Eds.), (1990). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Methods in Exploration Series, vol. 7, AAPG, Tulsa (55 pp.).

VINCENT S.J., (2001). *The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building*. Sedimentology 48, 1235–1276.

VITTORI E. & VENTURA G., (1995). *Grain size of fluvial deposits and late Quaternary climate: A case study in the Po River valley (Italy)*. Geology. August 1995; vol. 23; no. 8; p. 735–738.

WHITTAKER J. & TEUTSCH G. (1996). *The simulation of subsurface characterization methods applied to a natural aquifer analogue*. IAHS Publ., n. 237: 425 – 434.

WRIGHT, V.P., MARRIOTT, S.B., (1993). *The sequence stratigraphy of*

fluvial depositional systems: The role of floodplain sediment storage. Sediment. Geol. 86, 203–210.

YILMAZ, P.O., NORTON, I.O., LEARY, D. AND CHUCHLA, R.J., (1996). *Tectonic evolution and paleogeography of Europe*. In: P.A. Ziegler and F. Horvath (eds.) *Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands: Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, Paris, v.170, pp. 47–60.

ZAGWIJN W.H., (1996). *An analysis of Eemian climate in western and central Europe*. Quat. Sci. Rev. 15, 451–469.

ZAITLIN B.A., DALRYMPLE R.W., BOYD R., (1994). *The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change*. In: R.W. Dalrymple, R. Boyd, B.A. Zaitlin, (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 51, 45–60.

ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., FONTANA A., PAIERO G. (Eds.), (*in press*). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 086, San Vito al Tagliamento*. Servizio Geologico d'Italia.

ZAPPA G., BERSEZIO R., FELLETTI F., GIUDICI M., (2006). *Modeling heterogeneity of gravel-sand, braided stream, alluvial aquifers at the facies scale*. Journal of Hydrology, 325: 134–153.

ZHANG, Y., GABLE, C.W., PERSON, M., (2006). *Equivalent hydraulic conductivity of an experimental stratigraphy – implications for basin-scale flow simulations*. Water Resources Research 42, W05404.

ZIEGLER P.A., (1988). *Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 43, 198 p.

ZUPPI G.M. & SACCHI E., (2004). *Hydrogeology as a climate recorder: Sahara-Sahel (North Africa) and the Po Plain (Northern Italy)*. Global and Planetary Change, Volume 40, Issues 1-2, January 2004, Pages 79-91.